



# En introduktion till biogeofysik

## 3:e upplagan

Henrik Eckersten  
Per-Erik Jansson  
Stig Karlsson  
Anders Lindroth  
Bertil Persson  
Kurth Perttu  
Magnus Carlsson  
Lisbet Lewan  
Karin Blombäck

---

Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik

Swedish University of Agricultural Sciences  
Department of Soil Sciences  
Division of Agricultural Hydrotechnics

Avdelningsmeddelande 97:4  
Communications

Uppsala 1997

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--97/4--SE

---



Denna serie meddelanden utges av Avdelningen för lantbrukets hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Serien innehåller sådana forsknings- och försöksredogörelser samt andra uppsatser som bedöms vara av i första hand internt intresse. Uppsatser lämpade för en mer allmän spridning publiceras bl a i avdelningens rapportserie. Tidigare nummer i meddelandeserien kan i mån av tillgång levereras från avdelningen.

This series of Communications is produced by the Division of Agricultural Hydrotechnics, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala. The series consists of reports on research and field trials and of other articles considered to be of interest mainly within the department. Articles of more general interest are published in, for example, the department's Report series. Earlier issues in the Communications series can be obtained from the Division of Agricultural Hydrotechnics (subject to availability).

---

Distribution:

Sveriges Lantbruksuniversitet  
Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik  
Box 7014  
750 07 UPPSALA

Tel. 018-67 11 85, 67 11 86

Swedish University of Agricultural Sciences  
Department of Soil Sciences  
Division of Agricultural Hydrotechnics  
P.O. Box 7014  
S-750 07 UPPSALA, SWEDEN

Tel. +46-(18) 67 11 85, +46-(18) 67 11 86

---



# **En introduktion till biogeofysik**

## **3:e upplagan**

Henrik Eckersten  
Per-Erik Jansson  
Stig Karlsson  
Anders Lindroth  
Bertil Persson  
Kurth Perttu  
Magnus Carlsson  
Lisbet Lewan  
Karin Blombäck

---

**Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences  
Department of Soil Sciences  
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 97:4  
Communications**

**Uppsala 1997**

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--97/4--SE

---



## Innehållsförteckning

1. Förord.....	2
2. Vad är biogeofysik? .....	3
3. Klimat.....	4
3.1 Hela jordens energibalans.....	4
3.2 Energibalansen för olika områden på jorden .....	7
3.3 Jordens vattenbalans.....	10
3.4 Jordens klimatzoner.....	11
4. Vattentransport i mark-växt-atmosfär.....	15
4.1 Växtens och markens vattenbalans.....	15
4.2 Bladyornas energibalans.....	16
4.3 Växtens energitillstånd .....	23
4.4 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär .....	26
4.5 Interception av nederbörd.....	31
5. Simulering av vattentransport i mark-växt-atmosfär.....	35
5.1 Simuleringsmodeller allmänt.....	35
5.2 SPAC-modellen allmänt.....	36
5.3 Simulerade och uppmätta värden .....	40
5.4 Sammanfattning .....	46
5.5 Räkneuppgifter för vattentransport i mark-växt-atmosfär.....	52
6. Vatten i växten.....	53
6.1 Vattnets transport i växten.....	53
7. Strålning .....	57
7.1 Atmosfärens struktur och sammansättning .....	57
7.2 Elektromagnetisk strålning.....	59
7.3 Solstrålning vid jordytan .....	61
7.4 Strålningsbalansen vid jordytan.....	63
7.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd .....	66
8. Atmosfäriska utbytesprocesser.....	69
8.1 Temperatur och sensibelt (förmåbart) värme flöde.....	69
8.2 Vind och turbulent transport.....	74
8.3 Luftfuktighet.....	79
8.4 Avdunstning .....	83
9. Temperaturförhållanden och värme flöden i mark.....	88
9.1 Strålningsbalansen vid markytan.....	88
9.2 Energibalansen vid markytan .....	90
9.3 Markens förmåga att lagra värme.....	91
9.4 Markens förmåga att transportera värme.....	93

9.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken .....	95
9.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen .....	99
10. Tjäle.....	101
10.1 Inledning .....	101
10.2 Tre faser med is .....	101
10.3 Fryspunktsnedsättning .....	102
10.4 Tjälens struktur .....	103
10.5 Tjälskjutning.....	104
10.6 Tjäl djup .....	104
10.7 Snötäckets inverkan på tjäldjupet.....	105
11. Kol och kväveflödets samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden.....	107
11.1 Kol och kväveprocesser i markväxtsystemet.....	107
11.2 Kol och kvävedynamik i markväxtsystemet.....	110
11.3 Strålningens påverkan .....	112
11.4 Temperaturens påverkan.....	112
11.5 Vattnets påverkan .....	114
11.6 Effekterna av temperaturhöjning i klimatet.....	116
12. Referenser .....	120
I. Appendix: Svar till räkneövningar .....	124
II. Appendix: Symbollista.....	127

## 1. Förord

Detta är den tredje upplagan av ett kurskompendium i biogeofysik. Rapporten är i första hand avsedd som litteratur till en inledande kurs i biogeofysik för agronomstuderande med mark/växtinriktning och för studerande vid SLUs naturresursprogram och skogsvetarprogram. Avsnitt som direkt behandlar vattnets flöden och tillstånd i marken har utlämnats eftersom de studerande läser detta i andra kurser. Kompendiet är till största delen en sammanslagning av föreläsningsanteckningar och rapporter som givits ut tidigare. Sammanslagningen innebär innehållsmässigt att en överlappning mellan vissa kapitel förekommer. Vi ber om överseende och hoppas att detta kan fungera som repetition för läsaren. Jämfört med den andra upplagan (Eckersten & Andersson, 1996) har denna upplaga revideras och utvidgats med hjälp av värdefulla kommentarer från tidigare studenter.

Det avsnitt som behandlar vattentransport i mark-växt-atmosfär är uppdelat i två kapitel, 4 och 5, från att tidigare ha beskrivits i ett kapitel. SPAC-modellens sätt att beskriva dessa processer har fått ett eget kapitel. De olika processerna är också beskrivna översiktligt i sammanfattande tabeller. I slutet av detta kapitel finns övningsuppgifter. Kapitel 8 har också reviderats. Vidare har kapitel 11 skrivits om med bidrag från Karin Blombäck och med kommentarer från Thomas Kätterer, båda vid Institutionen för markvetenskap. Samtliga kapitel har genomgått en allmän översikt.

Innehållet har redigerats av redaktörerna Magnus Carlsson och Lisbet Lewan, vid Institutionen för markvetenskap, SLU, för att harmonisera de olika delarna och för att passa kursens mål. Huvudförfattare för respektive kapitel är:

Introduktion (kapitel 2): Henrik Eckersten (Institutionen för växtodlingslära, SLU, Uppsala)

Klimat (kapitel 3): Kurth Perttu (Institutionen för lövträdsodling, SLU, Uppsala).

Vattentransport i mark-växt-atmosfär (kapitel 4): Henrik Eckersten.

Simulering av vattentransport i mark-växt-atmosfär (kapitel 5): Henrik Eckersten

Växten (kapitel 6): Bertil Persson (Institutionen för växtfysiologi, SLU, Uppsala)

Strålning (kapitel 7): Stig Karlsson (Institutionen för växtodlingslära, SLU, Uppsala)

Atmosfäriska utbytesprocesser (kapitel 8): Anders Lindroth (Institutionen för skoglig produktionsekologi, SLU, Uppsala).

Markens temperatur och energi (kapitel 9 och 10): Per-Erik Jansson (Institutionen för markvetenskap, SLU, Uppsala)

Temperatur och vatteneffekter på kol och kväveflöden (kapitel 11): H Eckersten.





## 2. Vad är biogeofysik?

Biogeofysik är läran om massan och energins flöden och tillstånd i mark-växt-atmosfärssystemet. Med massa menas t ex mängd vatten och kol och med energi avses olika former av energi; strålningsenergi, latent värme mm. Ämnet utgår från de grundläggande fysikaliska lagar som styr processerna i systemet såsom termodynamikens grundlagar för gasers beteende, massans och energins bevarande, etc. Systemet består av den mark- och atmosfärsvolym som har betydelse för växten samt växten själv. Ämnet fokuserar kopplingen mellan dessa delar i systemet, dvs hur mark, växt och atmosfär påverkar varandra. Ämnet fokuserar också samverkan mellan de biologiska processerna i växt och mark och de fysikaliska processerna i omgivningen.

Ämnet har sitt ursprung i meteorologi, hydrologi, markfysik, markbiologi, växtfysiologi och ekologi. Det finns flera likheter med systemekologin där ekosystem studeras utgående från material- och energiflöden. Ett samlingsnamn för delar av biogeofysiken har tidigare varit omgivningens fysik (på engelska Environmental physics (se Monteith 1973, Monteith & Unsworth 1990) eller abiotik som det ofta kallats i ekologiska sammanhang. Biogeofysiken skiljer sig dock från detta ämne, speciellt i vad avser samspelet med de biologiska processerna och studier av mass- och energibalanser för både mark och biota. Biogeofysiken använder sig av liknande systemanalytiska arbetsmetoder som inom systemekologin och abiotiken. I viss mån är det framstegen i denna arbetsmetod tillsammans med förbättrad mätteknik som möjliggjort systematiska studier av integrerade problemställningar i allt större skalor; från enskilda porer i marken till regioner och landskapselement. För mer allmän information om ämnet biogeofysik hänvisas också till Halldin (1990).

### 3. Klimat

Definitionen på klimat innefattar egentligen tillägg av en tidsaspekt på definitionen för meteorologi. Klimatet är följden av att de meteorologiska elementen (variablerna) fått verka över en plats under en viss tid. Meteorologi definieras som läran om atmosfärens tillstånd och förändringar i ett visst ögonblick eller kortare uttryckt som atmosfärens fysik. Tillståndet kan beskrivas genom att mäta eller observera olika meteorologiska element, t ex strålning, lufttryck, lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindriktning, nederbörd och molnighet. För jordbruks och skogsproduktion har strålning, temperatur, fuktighet, vind och nederbörd bedömts vara de fem viktigaste elementen. Emellertid är andra element viktiga i vissa sammanhang, t ex snödjup i samband med skogsavverkning. Snödjupet påverkar också marktemperaturen på våren som har stor betydelse för t ex utlakning av kväve.

#### 3.1 Hela jordens energibalans

Alla kroppar med en temperatur över absoluta nollpunkten strålar ut värme. Strålningens våglängd minskar med ökad temperatur. Solstrålningens våglängd är lägre än 4 000 nm eller 4  $\mu\text{m}$  och kallas meteorologiskt för kortvågsstrålning. Eftersom jordytan har mycket lägre temperatur är utstrålningen från jordytan långvågig (4 000 - 100 000 nm). Solstrålningen mot en yta just ovanför jordens atmosfär vinkelrätt mot strålarna beror endast av avståndet mellan solen och jorden. Värdet varierar bara ca  $\pm 3\%$  från medelvärdet, och i praktiken kan detta värde anses vara konstant (och kallas för solarkonstant med värdet  $1375 \text{ W m}^{-2}$ ). Strålningen som når markytan varierar dock mycket mer beroende på att den påverkas av flera olika faktorer. De viktigaste är reflexion, absorption och spridning. När solstrålningen tränger ned genom atmosfären kommer en del av den att reflekteras mot partiklar, moln mm och studsas tillbaka ut i rymden. En del kommer att absorberas av de olika gaserna och av partiklar, vattenånga och moln i atmosfären och omvandlas till värme. Dessa kommer sedan i sin tur att utsända strålning åt alla håll men som långvågsstrålning. En del kommer att spridas av luftmolekyler, små partiklar mm och bli till diffus kortvågsstrålning som sprids åt olika håll. Den kortvågsstrålning som når jordytan består alltså av direkt strålning från solen samt av diffus strålning från atmosfären. Jordytan mottar också långvågsstrålning från atmosfären vilken härstammar från den ovannämnda absorptionen i gaser, partiklar, vattenånga och moln. När solstrålningen träffar jordytan reflekteras en andel tillbaka mot atmosfären. Denna andel varierar i storlek beroende på ytans beskaffenhet. Skog reflekterar 5-15 %, åkermark 10-20 %, gammal snö 50-60 % och torr nysnö upp till 90 %. Resten av den inkommande solstrålningen absorberas i mark, växter mm och omvandlas till värme. När jordytan inklusive växter, vatten mm uppvärms, strålar den ut värme mot atmosfären som långvågsstrålning (terrester strålning). Med detta som grund kan man härleda en strålningsbalans ekvation (eller nettostrålnings ekvation) vid jordytan bestående av de inkommande komponenterna direkt och diffus kortvågsstrålning och atmosfärisk långvågsstrålning samt de utgående komponenterna reflekterad kortvågsstrålning och terrester strålning (se vidare kap 7).

För jorden som helhet är strålningsbalansen och energibalansen samma sak, dvs allt utbyte av energi med rymden sker genom strålning. Inne i jordens beståndsdelar (atmosfär, mark mm) är energibalansen och strålningsbalansen olika. Energibalans ekvationen för hela jordklotet sett från rymden består av den infallande solstrålningen (solarkonstanten  $R_{sc}$ ), den reflekterade mängden kortvågstrålning och från jordklotet utgående långvågstrålning. Den senare kan anges som en funktion av temperaturen enligt Stefan Boltzmanns lag (se kap 7) och balansen mellan absorberad kortvågstrålning och utgående strålning kan skrivas som:

$$(1-\alpha) \cdot R_{sc} = \sigma T_{bs}^4 \quad 3.1$$

Genom att sätta in genomsnittliga värden på solarkonstanten ( $R_{sc} = 1\,375 \text{ Wm}^{-2}$ ) och reflektionsandelen ( $\alpha = 0,3$ ; Rosenberg m fl, 1983) kan vi få fram ett rimligt värde på  $T_{bs}$  ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ ). Detta ger att:

$$T_{bs} = [0.7 \cdot 1375 / (2.268 \cdot 10^{-7})]^{1/4} \approx 255 \text{ K} = -18 \text{ }^\circ\text{C} \quad 3.2$$

Värdet stämmer ju inte särskilt bra när vi vet att jordens medeltemperatur i stället är ca  $+15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Hur kan vi då förklara differensen på  $33 \text{ }^\circ\text{C}$ ? Jo, om vi ser på jordklotet från rymden så har den en temperatur på  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ , eftersom huvuddelen av den utgående långvågstrålningen mot rymden kommer från atmosfärspartiklar och från moln (dvs små vattendroppar), vattenånga, koldioxid, metan, ozon m fl gaser i atmosfären som har denna låga temperatur. Dessa tillsammans med bidraget från jordytan strålar alltså ut med en genomsnittstemperatur som motsvarar ca  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ . Jordytan, som skickar ut värme i form av långvågstrålning som till största delen absorberas av atmosfären ovanför, har däremot en temperatur av ca  $+15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Det finns alltså en "naturlig" växthuseffekt som höjer vår temperatur vid jordytan med  $33 \text{ }^\circ\text{C}$ .

### Sammanfattning

$$R_{sc} = \text{solarkonstant} = 1375 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Jordskivans yta} = \pi(\text{radie})^2$$

Solstrålningen mot "jordskivan" är:

$$R_{sc} \pi a^2 = 1375 \cdot 3.14 (6.37 \cdot 10^6)^2 = 1.75 \cdot 10^{17} [\text{Ws s}^{-1} \text{ eller } \text{J s}^{-1}]$$

där  $a$  är jordskivans (jordklotets) radie. På ett dygn får vi:

$$24 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 1.75 \cdot 10^{17} = 1.51 \cdot 10^{22} \text{ J dygn}^{-1}$$

Denna strålning skall fördelas på hela klotets yta (som alltså är 4 ggr större än skivans yta)

$$\text{Jordklotets yta} = 4 \pi(\text{radie})^2$$

$$1.51 \cdot 10^{22} / 4 = 3.8 \cdot 10^{21} \text{ J dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och dygn:

$$29.7 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och år:

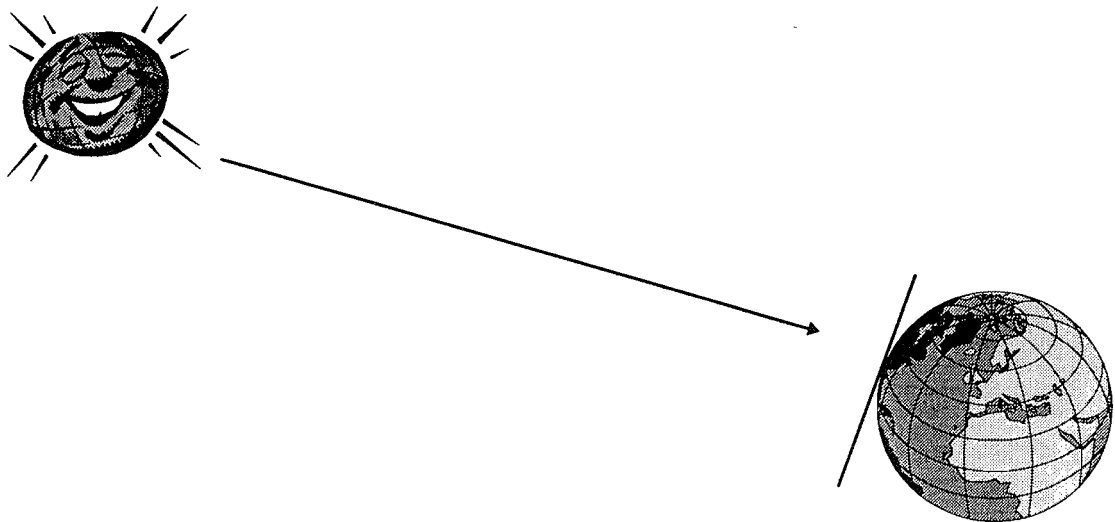
$$10.8 \cdot 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ år}^{-1}$$

Om solens energi på jordklotet motsvarar: 100 % så motsvarar:

Jordens inre energi: 1.8 %

Månens reflektion: 0.1 %

Stjärnornas strålning: 0.000001 %



### 3.2 Energibalansen för olika områden på jorden

Hur ser förhållandena ut på jorden när vi tittar på ett tvärsnitt från pol till pol? Låt oss börja med att se hur fördelningen av land och hav ser ut. Detta har nämligen en avgörande betydelse för luftens cirkulation och dess transport av vattenånga och värme. Haven täcker 81 % av södra halvklotet och 61 % av norra halvklotet. För jordytan som helhet är alltså 71 % hav och 29 % land.

De 29 % som i medeltal utgör land har i sig också stor betydelse för den allmänna cirkulationen. Medelhöjden inom varje latitudband har betydelse för cirkulationen, beroende på om både hav och land ingår eller om enbart land tas med. I det senare fallet kan bergskedjor, höglätter, lågland etc ha en betydande inverkan. De nordsydliga bergskedjorna (Anderna, Klippiga bergen, Uralbergen) påverkar i hög grad den dominerande västliga luftströmningen på mellanbredderna. De ost-västliga (t ex Alperna) påverkar i första hand den syd-nordliga strömningen. Vi vet också att de senare stoppar utbredningen av växtarter, medan de längsgående ej gör det lika mycket. Sålunda har Nordeuropa betydligt färre arter av träd än motsvarande klimatzoner i Nordamerika.

Strålningens fördelning i genomsnitt kan beskrivas som att vi har en positiv strålningsbalans mellan latituderna från ca 40 °S till ca 38 °N. Söder och norr om dessa gränser kommer det in mindre strålning från solen som värmer jorden än vad som går ut i rymden i form av värmestrålning. Detta betyder att om vi enbart ser till strålningsbalansen så skulle de sydligaste och nordligaste delarna hela tiden bli kallare, medan områdena kring ekvatorn och vändkretsarna skulle bli varmare, tills dess strålningsbalansen är uppfylld. Varför blir det inte så? Här kommer alltså betydelsen av den allmänna cirkulationen med i bilden. Energi transporteras en från en latitud till en annan, beroende på hur fördelningen av land och hav, bergskedjor, slätter, etc. Av detta skäl får vi skillnader i transportmönstren för norra respektive södra halvklotet. Den faktiska årsmedeltemperaturens fördelning i jordens ytnära skikt varierar med latituden. Norra halvklotet har genomsnittligt högre temperatur än södra halvklotet med undantag av latitudbanden 40-60°. Antarktis på södra halvklotet har betydligt lägre temperaturer än vad Arktis har, bl a beroende på att Antarktis är en kontinent med hög höjd över havsnivån och att vattenmassor ej kan transportera in värme från lägre latituder.

Molnigheten har inte enbart betydelse för nederbörden utan även för netto-solstrålningen och långvågsutstrålningen samt därmed för strålningsbalansen. Om vi antar att 100 procentenheter solstrålning kommer till atmosfärens övre gräns, så reflekterar molnen 24 enheter och luften (luftmolekyler, partiklar, vattenånga) knappt 6 enheter, dvs atmosfärens reflektion är ca 30 enheter. Jordytan reflekterar i genomsnitt 6 enheter, vilket gör att hela systemet jord-atmosfär totalt reflekterar ca 36 procent av den till systemet inkommande solstrålningen. Resten absorberas (och omvandlas till värme) av molnen (knappt 3 enheter), av luften (drygt 14 enheter) och av jordytan (47 enheter). Totalt absorberar alltså systemet ca 64 procent av den inkommande solstrålningen. Nästan ¾-delar av den absorberade strålningsenergin absorberas av marken och endast en mindre del av atmosfären. Den huvudsakliga uppvärmningen av atmosfären sker istället genom att solstrålningen absorberas av

jorden som i sin tur värmer upp atmosfären (med sensibelt och latent värmefflöde, se kap 4, och utgående strålning se kap 7). I tabell 3.1 sammanfattas strålningskomponenternas fördelning i systemet jord-atmosfär.

**Tabell 3.1.** Strålningskomponenternas fördelning i systemet jord- atmosfär beräknade med utgångspunkt från den till atmosfärens yttersta gräns inkommande strålningen, här satt till 100% (modifierat efter data ur Sellers, 1965)

Strålningskomponent	Procentenhet
Inkommande solstrålning till atmosfären	100.0
Totalreflektion från systemet jord-atmosfär	35.7
Reflektion från moln	23.9
Reflektion från luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	5.7
Reflektion från jordytan	6.1
Totalabsorption av systemet jord-atmosfär	64.3
Absorption i moln	2.7
Absorption i luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	14.5
Absorption av jorden	47.1

Mängden "regnbar" vattenånga i atmosfären (här definierad som mängden vatten i en luftpelare med 1 m<sup>2</sup> yta från marken hela vägen upp till atmosfärens översta gräns) beror till största delen på lufttemperaturen, därför att luften kan innehålla mer vattenånga ju högre temperatur den har. Nederbördens fördelning över jordklotet har stora likheter med molnighetens fördelning. Dock avspeglar den inte helt nederbörden eftersom olika typer av moln ger olika mängder (eller inget alls) regn ifrån sig. Avdunstningens fördelning beror främst på temperaturen och tillgången på vatten. För jorden som helhet och sett över ett helt år är avdunstning och nederbörd lika stora, dvs det finns ingen systematisk ändring av mängden vattenånga i atmosfären och inget H<sub>2</sub>O går förlorat. För delar av jorden eller över kortare tidsperioder kan dock stor skillnader mellan avdunstning och nederbörd förekomma. T.ex. är avdunstningen för både södra och norra halvklotens subtropiska områden (latitudbanden 10-40) större än nederbörden, även på årsbasis. Dessa områden är alltså exportörer av H<sub>2</sub>O i atmosfären.

För att finna orsaken till detta måste vi förstå cirkulationsmönstret kring ekvatorn. Här är solen i zenit två gånger per år, nämligen den 21 mars och den 21 september. Under dessa perioder inträffar vårdagjämning respektive höstdagjämning på respektive halvklot, då dag och natt är lika långa över hela jorden. Den 21 juni inträffar vårt sommarsolstånd, och då är solen i zenit över den norra vändkretsen (Kräftans vändkrets). På motsvarande sätt är solen i zenit över den södra vändkretsen (Stenbockens vändkrets) den 21 december. Eftersom huvuddelen av solenergin infaller över ekvatorsområdet, stiger (håvs) luften där p g a att varm luft är lättare än kall luft. Temperaturen i lufthavet sjunker (ca 7 °C per km vid molnbildning, ca 10 °C i torr luft) i vertikal riktning. Därmed sjunker luftens förmåga att hålla vattenånga. Den uppåtgående kan hålla allt mindre mängder vattenånga och till slut blir luften mättad och då kommer vattenångan att kondensera till vatten och regna ner. Detta kan ske regelbundet på eftermiddagarna när hävningsprocessen är som kraftigast. I marknära skikt ersätts den kring ekvatorn uppåtgående luften av luft från sidorna, i detta fall från högre breddgrader, som därmed ingår i cirkulationen. Den luft som på



hög höjd förs mot de högre breddgraderna är torr och kall och kommer att sjunka för att fullborda cirkulationen. Därmed kommer den att värmas upp och blir dessutom relativt sett ännu torrare med påföljd att områdena kring vändkretsarna blir mycket torra (subtropiska högtryckscellerna). Det är här vi har de stora ökenområdena runt hela jordklotet. Regneffektiviteten, som är en funktion av både nederbörd och mängd "regnbar" vattenånga, är relativt väl korrelerad med molnigheten.

Energiändringen för en atmosfärspelare från jordytan till atmosfärens "topp" ( $\Delta S$ ) beror på hur skillnaden i horisontell energitillförsel ( $A_{\text{Sin}}$ ) och utförsel ( $A_{\text{Sut}}$ ) samt motsvarande skillnad i vertikal led ( $V_{\text{Sin}}$ ,  $V_{\text{Sut}}$ ), för en given tidsperiod ( $\Delta t$ ).

$$\Delta S = (V_{\text{Sin}} - V_{\text{Sut}} + A_{\text{Sin}} - A_{\text{Sut}}) \Delta t \quad 3.3$$

Det vertikala nettoinflödet av energi i kolumnens "topp" ( $V_{\text{Sin}}$ ) är strålningsbalansen vid denna nivå. För jorden som helhet är denna balans noll (se ekv 3.1), dvs lika mycket energi kommer in till atmosfären som lämnar den denna väg. Det vertikala nettoflödet av energi ut ur kolumnens botten ( $V_{\text{Sut}}$ ) är detsamma som energibalansen för markytan (se vidare kap 4, 8 och 9). I energibalansen vid markytan (ekv 9.1) balanseras nettostrålningen mot ytan ( $R_n$ ) av värmeflöden från ytan som består av det latent värmeflödet, det förnimbara värmeflödet och värmeledning ned i marken ( $q_h$ ). Den mängd energi som tillfaller atmosfären är alltså nettostrålningen minus den mängd som inte transporteras ned i marken. Antar vi att nettotillförseln av energi vid atmosfärens topp är försumbar så blir *energiändringen i en atmosfärskolumn*:

$$\Delta S = (R_n - q_h + \Delta A_S) \Delta t \quad 3.4$$

Där  $\Delta A_S (= A_{\text{Sut}} - A_{\text{Sin}})$  är det horisontella nettoflödet av energi som sker i form av latent och sensibelt värme och brukar kallas för advektion. Latent värme innebär att värmen ligger "dold" i luften (se vidare kap 4) och när denna förflyttar sig följer den latent värmen med. Bäst illustreras detta genom att beskriva avdunstnings- och kondensationsförloppen. Vid kondensation avges samma mängd värme som åtgår vid avdunstning. Det latent flödet visar på ett mycket effektivt sätt att transportera energi från en plats till en annan, t ex från Atlanten in över Skandinavien eller från en våt skog till gräsmatta. Transporten kan ske både vertikalt och horisontellt (jämför nedan) och i både stor, mellan och liten skala.

Sensibelt eller förnimbart värmeflöde sker mellan två kroppar av olika temperatur (se vidare kap 4). Om en trädkrona uppvärms av solstrålningen, som absorberas i barr, kvistar, grenar och stam, kommer trädkronan att avge värme till den luft som sveper förbi kronan. Värmen transporteras vidare vertikalt genom turbulens och horisontellt med "vinden".

Som redan nämnts har advektionen alltså mycket stor betydelse i stor skala, men även i mindre skala spelar den en roll. Vi har redan nämnt de västliga vindarna över Skandinavien när det gäller horisontellt riktade latent värmeflöden. Exempel på horisontellt riktade sensibla värmeflöden är t ex Mistralen (den nordliga kalla vinden i Rhônedalen som förstärks av gravitationskraften på sin väg ned från Alperna) och Siroccon (den varma vinden från Sahara mot Medelhavet). I mindre skala har vi land- och sjöbris längs kusterna (storleksordning några mil) och flöden till åkermark från närliggande skog och vice versa (storleksordning 100 m). För jorden som helhet är

advektionen ( $\Delta A_S$ ) noll och på årsbasis är den totala energiförändringen i atmosfären ( $\Delta S$ ) också noll.

### 3.3 Jordens vattenbalans

Jordytans vattenbalansekvation kan enligt Sellers (1965) enklast beskrivas som ett matematiskt uttryck av den del av den hydrologiska cykeln som direkt kan hänföras till gränsskiktet mellan atmosfär och markyta eller mellan atmosfär och vattenyta. Låt oss därför betrakta en kolumn av marken från ytan och nedåt. *Nettoförändringen av vatten i markkolumnen* ( $\Delta m_g$ ) är lika med summan av de hastigheter med vilken vatten tillförs eller bortförs från kolumnen under en given tidsperiod ( $\Delta t$ ):

$$\Delta m_g = (P + \Delta q - E) \Delta t \quad 3.5$$

P är vatten tillförd via nederbörd,  $\Delta q$  är nettot av vattenflöden in i eller ut ur kolumnen undantaget markytan och E är avdunstningen. E kan vara negativt och är då vatten tillförd genom kondensation (dvs bildning av dagg, rimfrost, etc.). Nederbörden (P) kan alltså antingen avdunsta (E), lagras i marken ( $\Delta m_g$ ) eller rinna bort i vattendrag ( $\Delta q$ ). Sett över längre perioder är lagringen ganska oförändrad ( $\Delta m_g = 0$ ). *Vattenbalansen för markkolumnen på årsbasis* bestäms av att nederbörden fördelas på avdunstning respektive avrinning:

$$P = E + \Delta q \quad 3.6$$

Avrinningstermen ( $\Delta q$ ) är positiv för landområden och negativ för havsområden. Vatten rinner från land till hav. Storleken på detta flöde går att bestämma från följande siffror på nederbörd och avdunstning över hav respektive land. Enligt Sellers (1965) gäller på årsbasis och för jorden som helhet (P är nederbörd och E är avdunstning):

Alla hav	$P = 1\,120 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 1\,250 \text{ mm år}^{-1}$
Alla kontinenter	$P = 720 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 410 \text{ mm år}^{-1}$

Betraktar vi *vattenbalansen för hav och kontinenter tillsammans på årsbasis* så är avrinningen från land lika stor som tillrinningen till haven, dvs. all nederbörd balanseras av en lika stor avdunstning:

$$P = E \quad 3.7$$

Utifrån detta förhållande kan vi m h a Sellers årsvärden ovan räkna ut hur stor andel av jordytan som är hav respektive land. Avrinningen från kontinenter är  $310 \text{ mm år}^{-1}$ . Tillrinningen till haven är  $130 \text{ mm år}^{-1}$ . Uttryckt i totala mängder ska avrinning och tillrinning vara lika. Genom att multiplicera med ytorna så erhålls de totala mängderna (i termer av volym,  $\text{m}^3$ ). Havsytan måste vara 2.4 ggr större än landytan, dvs 70% av den totala ytan.

Ekvationen (3.7) kan också utnyttjas för att regionvis klassificera olika klimatområden vad gäller vattenfaktorn. Om  $P > E$  ( $\Delta q > 0$ ) så är området i klimathänseende fuktigt (t ex områden med tropisk regnskog eller i stort sett hela Sverige). Här finns alltså ett

överskott av vatten som lagras som grund- och ytvatten eller som rinner iväg i vattendrag. När  $P \cong E$  talar vi om semiarida områden (stäpp, savann). Här balanserar avdunstningen nederbörden och tålig vegetation kan överleva. I ökenområden är  $P < E$  och all nederbörd avdunstar vilket gör att växtligheten är minimal.

På motsvarande sätt kan man härleda vattenbalansen i atmosfären. Betrakta en luftpelare från markytan upp till en höjd där atmosfären är slut. Det övre randvillkoret för marken blir nu det undre randvillkoret för luften. *Nettoförändringen av vatten (vattenånga) i atmosfärskolumnen* kan skrivas:

$$\Delta m_a = (E + \Delta A_w - P) \Delta t \quad 3.8$$

$E$  är avdunstningen (evaporationen, jfr ovan), dvs vatten tillförs pelaren,  $\Delta A_w$  är horisontella flöden (advektion) in i och ut ur luftpelaren och  $P$  är nederbörd som lämnar pelaren.  $\Delta A_w$  är alltså det s k advektiva tillskottet till atmosfärskolumnen. Den har mycket stor betydelse i större skala men brukar "glömmas bort" i småskaliga system, även om den här har en icke-försumbar betydelse (se "oasis effekt", Rosenberg m fl, 1983). På sydsvenska höglandet kommer den mesta fukten från västerhavet. Motsvarande sker över de svenska fjällen. När luften tvingas stiga uppåt, avkyls den varvid vattenångan kondenserar till nederbörd vilken faller ner över Småland respektive fjällen. Detsamma sker vid nordlig vind över norra Uppland, men i mindre skala.

Eftersom termen ( $\Delta m_a$ ) egentligen är lagringen av fuktighet i atmosfären är den mycket mindre än de andra termerna ( $P$ ) respektive ( $E$ ), och den kan vid översiktsberäkningar på årsbasis försummas. *Nettoadvektionen av vatten till kolumnen på årsbasis* balanseras av skillnaden mellan nederbörd och avdunstning:

$$\Delta A_w = P - E \quad 3.9$$

Advektionen . På motsvarande sätt är den negativa avrinning (tillrinningen) för en mark(havs)kolumn också lika med skillnaden mellan avdunstningen och nederbörden (ekv 3.6; dvs  $-\Delta q = E - P$ ). *Vattenbalansen på årsbasis för en kolumn innehållande både mark och luft* bestäms alltså av att tillskottet genom advektion (ekv 3.9) är detsamma som förlusten genom avrinning (ekv 3.6).

$$\Delta A_w = -\Delta q \quad 3.10$$

På årsbasis balanseras alltså avrinningen i en viss region (t ex de svenska fjällen) av ett advektivt flöde av vattenånga till luften i regionen vilken kondenserar och regnar ner. Mycket stora mängder vatten transporteras på detta sätt.

### 3.4 Jordens klimatzoner

Det finns ett antal klimatklassifikationer, många av dem gjorda för ett visst ändamål och utan större generell betydelse. Enligt Griffiths (1985) är det dock möjligt att bestämma några få viktiga karakteristika som man måste ha med i en bra klassifikation, för att det skall vara möjligt att koordinera med en nödvändig mängd

klimatdata och därmed få en hanterlig och förståelig uppställning, som är praktiskt användbar. Sådana karakteristika skall vara inriktade mot ett begränsat och väldefinierat mål och framför allt baserade på meteorologiska principer.

I början av 1900-talet presenterades den första riktigt systematiska klimatklassifikationen, den s k Köppen-klassifikationen, av den tyske biologen Köppen. Han kopplade ihop växternas utbredning med de vanligaste klimatelementen och kunde på detta sätt utforma olika typer av klimatzoner (tabell 3.2).

Vad kan man då använda en sådan klassifikation till? Det viktigaste är att få ett objektivt begrepp om hur klimatet (och dess förhållande till växter) är på olika platser och där man kan sätta t ex Sverige i perspektiv till världen i övrigt. Köppen ville speciellt skilja mellan öken (B-klimat) och tundra (E-klimat) genom att ange "mellanläget" med C- och D-klimat. I ena "kanten" av skalan har man dessutom det tropiska klimatet (A-klimat). Bergs- eller fjällklimatet är ett specialfall (H-klimat). Om man t ex kommer att ta arbete på någon plats i ett främmande land vars klimat man inte känner, kan man med hjälp av Köppen-klassificeringen jämföra den platsen med en plats som man känner väl. I slutet av det här kapitlet redovisas exempel på en jämförelse.

För att lättare komma ihåg de bokstäver som Köppens har använt sig av finns nedan en lista med beteckningarnas betydelse på tyska, svenska och engelska:

**Tabell 3.2.** Köppens beteckningar

Använd bokstav	Exempel	Tyska	Svenska	Engelska
W	BW	Wüste	öken	desert
S	BS	Steppe	stäpp	steppe
f	Af	feuchtig	fuktig	humid/moist
h	BWh	heiss	het	hot
k	BSk	kalt	kallt	cool
m		Monsun	monsun	monsoon
n	BSn	Nebel	dimma	fog
s		Sommer	sommar	summer
w		Winter	vinter	winter

Enligt Köppen är det nödvändigt att känna till följande variabler för att utnyttja hans klassificeringsschema:

- Medeltemperaturen för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna temperaturen för den varmaste respektive kallaste månaden samt årets medeltemperatur.
- Nederbördssumman för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna hela årets nederbördssumma samt fördelningen under året (t ex torr- respektive regntid).

**Tabell 3.3.** Huvudklimattyper enligt Köppens klassificering (modifierat efter Liljequist, 1970)

	Huvudtyp (Underklass)	Kriterier
A	Regnrika, tropiska klimat	Alla månader varmare än 18 °C (se vidare i tab 3.4)
B	Arida klimat BW BS	Inga temperaturkriterier: ökenklimat (extremt arida klimat) stäppklimat (semiarida klimat)
C	Varmtempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden varmare än -3 °C men kallare än +18 °C, samt varmaste månaden varmare än +10 °C
D	Kalltempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden kallare än -3 °C, och varmaste månaden varmare än +10 °C
E	Polarklimat ET Tundraklimat EF Glacialklimat	Alla månader kallare än +10 °C Varmaste månaden: 0 °C till +10 °C Varmaste månaden kallare än 0 °C
H	Bergs -(högländs-)klimat	Temperaturen modifieras kraftigt med höjden över havet. Vanligtvis anger man att temperaturen sjunker med 0.7 °C per 100 m ökad höjd över havet

Observera att A, C och D är klimat där skog kan växa, och därför brukar man kalla dessa typer för "trädklimat".

**Tabell 3.4.** Detaljindelning av det tropiska klimatet. Observera att bokstäverna A respektive h hänför sig till tropiska klimat där månadsmedeltemperaturen måste överskrida +18 °C

Beskrivning	Klass	Kriterier
Regnrika tropiska klimat	Af	Fuktigt året om, ingen månad med lägre nederbörd än 60 mm
Tropiska klimat med regn- och torrtid	Am	Monsun klimat med kraftig årlig nederbörd och med en kort torrperiod. Oftast tillräckligt med regn för tropisk regnskog
Tropiska sub-humida klimat med torra "vintrar"	Aw	Klimat med torrperiod under den tid som solen är som lägst. Minst en månad med mindre nederbörd än 60 mm
Tropiska savann- eller stäppklimat	BSh	Halvökenklimat (stäpp) vanligen med vegetation av gräs
Tropiska ökenklimat	BWh	Ökenklimat utan nämnvärd vegetation

Två gränsskikt måste definieras, nämligen:

- mellan ökenklimat (BW) och savannklimat (BS) samt
- mellan savannklimat (BS) och de fuktiga klimaten A, C, D

Köppen använde årsmedeltemperaturen (T) och nederbörden (P) för att bestämma dessa gränsskikt, och därvid delade han upp klimatområdena med avseende på nederbördens fördelning enligt tabell 3.5:

**Tabell 3.5.** Klimatområden klassificerade enligt årsmedeltemperatur och nederbörd

Klimatområde	Nederbörd varje månad	Sommarnederbörd	Vinternederbörd
Ökenklimat BW	$P < T_a + 7$	$P < T_a + 14$	$P < T_a$
Stäppklimat BS	$T_a + 7 < P < 2(T_a + 7)$	$T_a + 14 < P < 2(T_a + 14)$	$T < P < 2 T_a$
Klimat <sup>*)</sup> A, C, D	$P > 2(T_a + 7)$	$P > 2(T_a + 14)$	$P > 2T_a$

<sup>\*)</sup> Typ beroende på temperaturkriteriet i tabell 3.3.

Den ovan presenterade klassificeringen är relativt grov men kan förfinas genom tillägg av ytterligare bokstäver. Dessa kan naturligtvis inte kombineras godtyckligt, utan hänger ihop med huvudklassificeringen. Nedan listas dessa tillägg, av vilka a, b, c och d betecknar temperaturkaraktistika medan f, s och w ger information om nederbördens årsvariation. Bokstaven n ger dessutom viss väderinformation. Några av bokstäverna har redan använts ovan.

**Tabell 3.6.** Förfinad klassificering av klimatområden enligt temperatur och nederbörd

Bokstav	Förfinad beskrivning
a	Varmaste månadens medeltemperatur $> +22\text{ }^{\circ}\text{C}$
b	Varmaste månadens medeltemperatur $< +22\text{ }^{\circ}\text{C}$ och med minst 4 månader $> +10\text{ }^{\circ}\text{C}$
c	Mindre än 4 månader har en medeltemperatur $> 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ och den kallaste månaden måste vara $> -38\text{ }^{\circ}\text{C}$
d	Samma som c ovan, men med den kallaste månaden $< -38\text{ }^{\circ}\text{C}$
f	Fuktigt klimat hela året där ingen månad har lägre nederbörd än 60 mm
h	Hett, torrt klimat med årlig medeltemperatur $> +18\text{ }^{\circ}\text{C}$
k	Kallt torrt klimat med årsmedeltemperatur $< +18\text{ }^{\circ}\text{C}$ och där varmaste månaden måste vara $> +18\text{ }^{\circ}\text{C}$
k'	Samma som k ovan, men med den varmaste månaden $< 18\text{ }^{\circ}\text{C}$
m	Monsunklimat med stor årsnederbörd men med en kortare torrperiod som dock tillåter att regnskog växer där
n	Torrt klimat men med hög frekvens av dimma
s	Torrperiod på sommaren dvs under den period då solen står som högst
w	Torrperiod på vintern dvs under den period då solen står som lägst

Här ges ett exempel på Köppen-klassificering för platserna Reykjavik (lat.  $64^{\circ}08'\text{N}$ , lon.  $21^{\circ}56'\text{W}$ , alt. 18 m), Kinshasa (lat.  $04^{\circ}20'\text{S}$ , lon.  $15^{\circ}16'\text{E}$ , alt. 309 m) och Phoenix (lat.  $33^{\circ}26'\text{N}$ , lon.  $112^{\circ}01'\text{W}$ , alt. 340 m). Tabell 3.7 ger data för de tre platserna för att kunna bestämma de för klassificeringen nödvändiga variabelerna som visas i tabell 3.8. Nu får man med hjälp av informationen i tabellerna 3.3 - 3.5 den aktuella Köppen-koden. Man måste naturligtvis tillämpa tabellerna med "sunt förnuft". Sålunda skall man alltid kontrollera att nederbörd och avdunstning är i balans, vilket kan ske med hjälp av tabell 3.5.



**Tabell 3.7.** Klimatdata för tre platser för att beräkna de nödvändiga variablerna i tabell 3.8

Mån	Medeltemp (°C) Reykjavik	S:a nederb (mm) Reykjavik	Medeltemp (°C) Kinshasa	S:a nederb (mm) Kinshasa	Medeltemp (°C) Phoenix	S:a nederb (mm) Phoenix
Jan	-0.3	89	26.0	128	10.4	19
Feb	0.3	64	26.2	139	12.5	22
Mar	1.5	62	26.7	181	15.8	17
Apr	3.6	56	26.8	209	20.4	8
Maj	6.8	42	26.0	134	25.0	3
Jun	9.8	42	23.4	5	29.8	2
Jul	11.4	50	22.0	1	32.9	20
Aug	10.0	56	23.3	4	31.7	28
Sep	8.6	67	25.6	33	29.1	19
Okt	5.3	94	26.2	137	22.3	12
Nov	2.2	78	26.1	236	15.1	12
Dec	0.5	79	25.9	171	11.4	22

**Tabell 3.8.** Nödvändiga variabler för fastställande av Köppen-koden (erhålles bl a ur tabell 3.7)

Variabel	Reykjavik	Kinshasa	Phoenix
Årsmedeltemp, °C	5.1	25.3	21.4
Lägsta månadsmedeltemp, °C	-0.3	22.0	10.4
Högsta månadsmedeltemp, °C	11.4	26.8	32.9
Summa årsnederbörd, mm	779	1378	184
Lägsta månadsnederbörd, mm	42	1	2
Nederbörden faller väsentligen under:			
Sommar; (andra bokstav w)		Sommar	
Vinter; (andra bokstav s)			Vinter
Hela året; (bokstav f)	Hela året		
Kriterier enl tab 3.3 - 3.6	Enl tab 3.3: C; enl tab 3.6 (fukt): f; enl tab 3.6 (temp): c	Enl tab 3.3: A; enl. tab 3.4, 3.6: w	Enl tab 3.5: B; enl tab 3.3: BW; enl tab 3.5, 3.6: w
Resultatet blir Köppenkoden:	Cfc	Aw	BWh

## 4. Vattentransport i mark-växt-atmosfär

Vatten från atmosfären når marken genom att gravitationens nedåtriktade kraft på vattendropparna överstiger de uppåtriktade krafterna orsakade av luftmolekylerna. Transporten av vatten från marken till atmosfären sker på grund av helt andra krafter. Vattnet kan ta vägen genom växten eller transporteras direkt från marken till atmosfären. Vattnet når atmosfären som ånga. I växten ligger avdunstningsytorna uppe i bladen och det krävs en motkraft till gravitationskraften som kan lyfta vattnet till denna nivå. I höga träd kan det bli frågan om 100 - 150 m höjd. För detta krävs ett mycket stort arbete. Som jämförelse kan nämnas att en kraft motsvarande den som en luftpelare från atmosfärens "topp" orsakar på markytan "endast" skulle kunna lyfta vatten till 10 meters höjd, under ideala förhållanden ( $1 \text{ atm} = 10 \text{ m H}_2\text{O} = 1000 \text{ mbar} = 1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa}$ ). Krafter på i storleksordning 1 MPa kan alltså krävas för att lyfta vattnet från marken till en höjd motsvarande en trädkronas. Den faktor som orsakar en så stor kraft uppstår då avdunstningen ger ett lägre energitillstånd hos vattnet i cellerna närmast avdunstningsytorna jämfört med vatten i andra delar av växten och marken. Denna kraft härstammar alltså från att energi i samband med avdunstningen omsätts till en skillnad i vattnets energitillstånd (se vidare om energibalansen och vattenpotential).

En förutsättning för att drivkraften som föreligger mellan bladet och den torra luften ska kunna kännas av även nere i marken där det stora vattenmagasinet finns, är att vattenpelaren är obruten hela vägen genom växten. Detta är möjligt tack vare de starka kohesionskrafterna mellan vattenmolekylerna, adhesionskrafterna till växtens cellväggar och växtcellernas struktur. Eftersom kohesionskrafterna spelar en central roll kallas denna teori ibland för transpirationskohesione teorin. Teorin utvecklades i början av 1900-talet.

### 4.1 Växtens och markens vattenbalans

Växten innehåller mycket vatten. Mer än hälften av dess vikt är vatten. Det mesta av detta vatten är relativt hårt bundet i växten, dvs dess potential är låg och mycket arbete krävs för att få loss det i fri form. En mindre del, i storleksordningen 20% är dock relativt löst bundet och därmed tillgängligt för avdunstning i stomata, dvs. transpiration. Vi betraktar denna mängd vatten som växtens vattenstatus och den uttrycks per ytenhet mark ( $m_v$ ;  $\text{gH}_2\text{O}/\text{m}^2$ ). Detta är den samlade mängden lättillgängligt vatten i växten över denna yta och finns lokaliserat relativt nära avdunstningsytorna i bladens celler. Den *maximala mängden (massan) lättillgängligt vatten* antas vara proportionell mot bladytans storlek ( $\text{LAI} = \text{bladyteindex}$ ) och lagringskapaciteten för en bladytenhet ( $m_{v0}$ ).

$$m_{v\text{Max}} = m_{v0}\text{LAI} \quad 4.1$$

Växtens vatteninnehåll förändras snabbt under dagen och bestäms av skillnaden mellan hur mycket som tas upp via rötterna ( $F_U$ ) och hur mycket som förloras genom avdunstning via bladens klyvöppningar (transpiration;  $E_T$ ). *Ändringen i växtens*

*vatteninnehåll* under tidsintervallet  $\delta t$  (t ex 60 sekunder) blir då skillnaderna i flödena (som t ex uttrycks per sekund) multiplicerat med tidsintervallets längd.

$$\delta m_v = (F_U - E_T)\delta t \quad 4.2$$

I marken är vattnet som finns inom rotzonen tillgängligt för växten. Detta förråd fylls på vid regn upp till en viss gräns över vilken det inte ryms mer vatten. I denna situation är markens relativa vattenhalt som störst ( $\theta_s$ , vattenmättnad är nådd). Den *maximala massan växttillgängligt vatten* per markyteenhet ( $m_{gMax}$ ) bestäms av den aktuella jordvolymen som är proportionell mot rotdjupet ( $z_r$ , m), vattenhalten ( $m^3$ Vatten/ $m^3$ Mark) som i detta fall är all luftvolym i marken (dvs porositeten), samt hur mycket en volymsenhet vatten väger ( $\rho_w$ , g/ $m^3$ ).

$$m_{gMax} = \rho_w \theta_s z_r \quad 4.3$$

Vatten tillförs alltså marken genom det regn som når markytan ( $P_g$ ), dvs regn som ej interceperas av ovanjordiska växtdelar. Marken som helhet förlorar vatten genom växtens vattenupptagning, avdunstning från markytan ( $E_g$ ) samt genom förluster ( $q_{Loss}$ , avrinning till intilliggande mark och perkolation till djupare marklager). *Ändringen i markvattenmagasinet* under ett tidsteg blir då:

$$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t \quad 4.4$$

Till detta kommer att markprofilen kan tillföras vatten genom sk kapillär upptransport från underliggande våtare lager (se kap 4.3). Det som bestämmer hur mycket regn som når markytan ska behandlas senare (kap 4.5) liksom växternas upptag (kap 4.4) och transpiration (kap 4.2). Markyteavdunstningen kommer dock inte att behandlas vidare i detta kompendium. Den beräknas på liknande sätt som avdunstningen från växten (se kap 4.2 och 4.5) men ofta används Penmans-Monteiths kombinationsformel för avdunstning (se ekv 8.35). Energibalansen för markytan måste härvid beakta värmelagringen i jorden under markytan (se kap 9). Det aerodynamiska motståndet (se kap 8) i luften inne i lövverket ökar med ökad bladyta. Stor bladyta "isolerar" markytan från atmosfären och sänker markyteavdunstningen. Det finns för markytan (med viss analogi med bladytan) ett motstånd mot avdunstning som är kopplat till ytans beskaffenhet. Detta motstånd ökar när de relativa vatteninnehållet minskar (jämför Jansson, 1991).

## 4.2 Bladytornas energibalans

Det är skillnader i vattenpotential som är den drivande kraften för vattentransport. Transporten sker från det högre (normalt våtare) energitillståndet till det lägre (torrare) utan att vi behöver tillföra någon energi. Energin har redan tillförts då skillnader i vattenpotential byggdes upp. Denna energi kommer ytterst från solen.

Vi börjar därför med att studera hur energin från solen, i form av strålningsenergi, absorberas av bladen och där omsätts den i andra energiformer som verkar drivande för vattentransport. Ytans (gränsskiktet mellan luft och blad) temperatur återspeglar

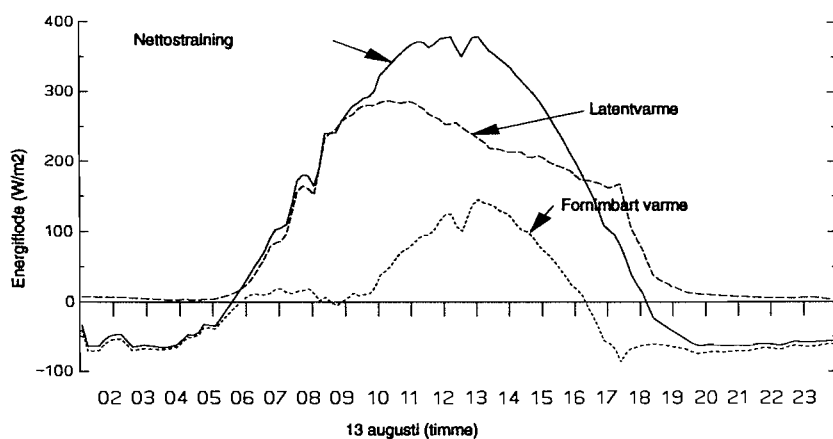
förhållandet mellan de olika energiformerna. Ytan har ingen volym och ingen massa. Det innebär att ytan själv inte tillför eller tar någon energi i energibalansen. Den beror enbart på förhållandena i omgivande luft och blad. Vi utgår från en mycket viktig princip, termodynamikens första huvudsats (se t ex Chang 1994), som säger att energi bara kan omvandlas; ej skapas eller förgöras. Konsekvensen av denna lag är att summan av alla energiflöden till och från bladytan måste bli noll. Dvs bladens nettostrålningsenergi ( $R_{nc}$ ) ska fördelas på sensibelt värmefflöde ( $H_T$ , se ekv 4.10), latent värmefflöde ( $LE_T$ , se ekv 4.8) och ledning ned i bladen. Bladen är dock ofta så tunna att de kan betraktas som en yta och deras värmelagringsförmåga kan försummas (dvs ingen värmeledning i bladen). Likaledes kan omsättningen av energi i kemiska reaktioner försummas i bladens *energibalans* som nu blir:

$$R_{nc} - H_T - LE_T = 0 \quad 4.5$$

Det är viktigt hur vi definierar riktningarna på flödena. Strålningen har här definierats som positiv mot ytan. Det är variationen i den inkommande solstrålningen som i huvudsak bestämmer variationerna i nettostrålningen. Den utgående komponenten i nettostrålningen beror på lövverkets temperaturer och orsakar mindre variationer (se kap 7). De andra flödena i energibalansen definieras som positiva när de går från ytan. Detta för att strålningsenergin är den huvudsakliga tillförseln av energi och för att transpiration alltid sker från växten, samt att det är praktiskt att arbeta med positiva termer. (En fullständig form på energibalansen ges i ekv 8.1).

Energin mäts i enheten Joule [J] och den mängd som faller in mot jorden per tidsenhet har då sorten [J/s] eller som det också kallas, effekt [W]. Mängden energi brukar alltid relateras till en begränsad yta och uttrycks för en kvadratmeter [ $W/m^2$ ]. För modellens del avser denna kvadratmeter en horisontell markyta, dvs alla blad som ryms ovanför denna yta inbegrips i balansen.

I fig 4.1 ser vi ett exempel på en solig svensk sommardag. Då kan globalstrålningen (kap 7) uppgå till  $800 \text{ W m}^{-2}$  medan den utgående strålningen kan variera från ungefär  $50 \text{ W m}^{-2}$  på natten, när bladen är svala, till  $400 \text{ W m}^{-2}$  mitt på dagen. Den resulterande nettostrålningen (skillnaden mellan inkommande och utgående strålning, se kap 7) kan i ett sådant fall uppvisa ett dygnsförlopp liknande det i fig 4.1.



**Figur 4.1** De olika komponenterna i bladens energibalans en solig sommardag i södra (mellersta) Sverige. Simuleringen är gjord med SPAC modellen (se kap 5) för en Salixgröda med  $\text{LAI} = 5$ , på en mark med hög vattenpotential, i Uppsala. Nettostrålning =  $R_{nc}$ , latent värme =  $LE_T$ , förnimbart värme =  $H_T$ .

På natten åtgår endast lite energi till avdunstning ( $LE_T$  är mycket liten). Bladens energiförluster genom utstrålning balanseras av att bladen uppvärms av omgivande luft (som i sin tur kyls av). Det sensibla värme flödet är nu i stort sett lika stort som nettostrålningen. När solen går upp på morgonen ökar nettostrålningen i och med att solstrålningen ökar och efter ca en timme är den lika stor som utstrålningen, dvs nettostrålningen är noll. I det läget har avdunstningen (transpirationen) börjat komma igång. Det latent värme flödet ökar. Nu är bladen lika varma som luften. Det sensibla värme flödet fortsätter dock inte att öka ty förutsättningarna för transpiration är så bra att den ökade tillgången på strålningsenergi åtgår till fasomvandlingen av vatten till vattenånga. Detta pågår fram till tio-tiden då instrålningen är så stor att energi blir över i avdunstningsprocessen, i det här fallet beroende på att förutsättningarna för transpirationen försämrats (stomatamotståndet har börjat öka, se nedan). Bladytan värms upp och det sensibla värme flödet ökar (vilket leder till uppvärmning av omgivande luft). På eftermiddagen sjunker instrålningen samtidigt som övriga förutsättningar för avdunstning åter förbättras. Strax innan skymningen räcker nettostrålningen inte längre till som energikälla och värme erhålls också från omgivande luft (sensibla värme flödet  $< 0$ ; fig 4.1).

### Nettostrålning

Den strålningsenergi som bladen absorberar härrör inte enbart från solen. Alla kroppar varmare än absoluta nollpunkten utsänder energi. Nettostrålningen ( $R_n$ ) är nettot av alla flöden till ytan (för en precisare definition av nettostrålning se kap 7).

Normalt känner vi bara till nettoflödet för hela växtplatsen dvs det är mätt ovanför lövverket. Nettostrålningen gäller då både växten och marken. För att kunna särskilja den del som tillfaller enbart växten måste vi beräkna nettostrålningen vid markytan under lövverket ( $R_{ng}$ ). Vi utgår då från hur solstrålningen absorberas av lövverket.

Solstrålningen träffar först de översta bladen. En del av strålningen absorberas av bladen, en annan del träffar bladen men reflekteras ut i luften igen varav en viss del nedåt i lövverket, en del tar sig rätt igenom bladen och ändrar då sin karaktär, och en del har helt enkelt missat bladen och tagit sig rakt igenom och ned till nästa lager blad. Det ljus som når nästa lager försvagas i sin tur på liknande sätt som det ljus som nådde de översta bladen. När försvagningen sker så att samma andel försvagas i varje skikt (av den mängd som når skiktet), då avtar strålningen ned genom beståndet enligt Beer's lag med försvagningskoefficienten  $\kappa$ . Strålningen avtar exponentiellt med ökad genomträngd bladyta. Då hela bladverket penetrerats, bladytan = bladyteindex (LAI), är *nettostrålningen vid markytan*:

$$R_{ng} = R_n \cdot e^{(-\kappa \cdot LAI)} \quad 4.6$$

I absoluta termer innebär detta att mest energi absorberas i de övre skikten av lövverket. Denna modell för strålningsabsorption har främst giltighet för den kortvågiga solstrålningen men har också visat sig gälla för nettostrålningen. Skillnaden mellan nettostrålningen vid markytan och den vid lövverkets topp (som avsåg både växt och mark) är den mängd *strålningsenergi som absorberats av lövverket* ( $R_{nc}$ ) och som kan användas för omformning till andra energiformer i bladen (se vidare kap 7).

$$R_{nc} = R_n (1 - e^{(-\kappa LAI)}) \quad 4.7$$

Ett bladverk med mer vertikalt, än horisontellt, orienterade blad släpper igenom mer strålning. Detta bladverk har då ett lägre värde på försvagningskoefficienten (se kap 7) och mindre strålningsenergi absorberas. Nettostrålningen i energibalansen minskar. Detta innebär att bladens temperatur minskar vilket verkar hämmande på både det latent och sensibla värmefflödet.

### ***Latent värmefflöde***

När solstrålningen når växten absorberas energin i denna strålning av vattnet i bladen. Vattenmolekylerna erhåller sådan fart av den energi som tillförts dem att bindningarna mellan molekylerna släpper. Molekylerna går i sär och bildar gas. Vattnet avdunstar. Som gasmolekyler kan de sedan lämna bladet genom små öppningar i ytan, de så kallade klyvöppningarna (stomata). Den mängd vattenånga som på detta sätt lämnar växten kallas transpiration och är ett flöde av en viss mängd  $H_2O$ -molekyler ( $g H_2O/m^2/s$ ). Energin som åtgår för att avdunsta 1 kg vatten är i stort sett konstant 2.45 MJ/kg (vid 20 °C) och kallas det latent värmnet. Denna energi ger ingen ökning i temperatur. Istället blir den lagrad i molekylernas frihet från varandra, dvs i fasomvandlingen från vatten till vattenånga. Den här energin återfås från vattenångan då den kondenserar, dvs då den blir vatten igen. Värmen är latent. Produkten av det latent värmnet och transpirationen ( $E_T$ ) blir det latent värmefflödet ( $LE_T [(J g^{-1})(g s^{-1} m^{-2}) = J s^{-1} m^{-2} = W m^{-2}]$ ).



Det latent värmeflödet bestäms av tillgången på hur mycket vatten som kan avdunsta, förutsättningar för vattenångetransport och tillgänglig energi. Flödet sker från det energirika tillståndet till det energifattiga. Detta motsvaras av att transporten sker från den plats där det är högt ångtryck till den plats där det är lågt och är proportionell mot skillnaden mellan ångtrycket vid bladytan ( $e_{cs}$ ) och ångtrycket i den omgivande luften ( $e_a$ ). Luften närmast avdunstningsytorna antas vara mättad och ångtrycket är mycket känsligt för temperaturen (se ekv 8.24). Det latent värmeflödet uttrycks i enheten energi. Tryckskillnaden måste alltså konverteras till denna enhet. Detta sker med koefficienter som är relativt konstanta. I korthet sker konverteringen som följer: Psykrometerkonstanten ( $\gamma$ ) konverterar tryckenhet till en temperaturenhet ( $1/\gamma$ ) [K/Pa]; specifika värmnet, temperaturenhet till en energimängd per viktsenhet luft ( $C_p$ ) [ $J\ g^{-1}\ K^{-1}$ ]; och densiteten, per viktsenhet till per volymenhet luft ( $\rho_a$ ) [ $g/m^3$ ].

Drivkraften för vattenångeflöde är alltså en skillnad i ångtryck. Mot denna kraft verkar motstånd som gör att skillnaden inte omedelbart utjämnas. Utjämnningen sker med ett flöde som alltså inkluderar dimensionen tid. *Latenta värmeflödet* (transpirationen multiplicerat med latentvärmnet) blir:

$$LE_T = \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{(r_c + r_a)} \quad 4.8$$

Två mekanismer påverkar transpirationsmotståndet; (i) stomatas öppningsgrad som kontrolleras av växtens fysiologiska egenskaper och (ii) omrörningen i luften som påverkas av lövverkets aerodynamiska egenskaper. Vattenångemolekylerna påverkas först av stomatamotståndet ( $r_c$ ) och först därefter av det aerodynamiska motståndet ( $r_a$ ). Motstånden är kopplade i serie och adderas.

Det aerodynamiska motståndet är ett uttryck för svårigheten att transportera molekyler i luften. Latenta värmen är kopplad till vattenångemolekylernas fastillstånd och motståndet för transport av latent värme är alltså detsamma som motståndet för transport av dessa molekyler. Sensibla värmen är däremot kopplad till luftmolekyler rörelseenergi i allmänhet och det aerodynamiska motståndet avser här motståndet för transport av alla molekyler. Transporten av molekyler från en plats till en annan befrämjas av att vindhastigheten ( $u$ ) är hög. Vinden avser här luftmolekylernas horisontella hastighet. Då vinden träffar växtdelar (lövverk etc) omfördelas deras rörelseenergi så att turbulens uppstår (se vidare kap 8). Därmed ökar den vertikala transporten och överföringen av värme mellan blad och ovanliggande atmosfär. Beroende på ytans struktur kommer den horisontella vinden att avta olika över olika typer av ytor (barmark, skog etc). För en viss nivå strax ovanför ytan kommer vinden vara lägre för en skrovlig yta (t ex skog) än för jämn yta (t ex jordbruksgröda), om vindhastigheten på hög höjd (låt säga 500 m) skulle vara densamma för de bägge ytorna. Detta innebär att mer turbulens bildats över den skrovliga ytan och det aerodynamiska motståndet är lägre. Vid neutralt skiktad atmosfär (temperaturen avtar med  $1\ ^\circ C$  per 100m, se kap 8) gäller den logaritmiska vindlagen för hur vinden avtar ned mot vegetationsytan. Med hjälp av denna kan man härleda ett uttryck för hur det *aerodynamiska motståndet* avtar vid ökad vindhastighet (se kap 8 och jfr speciellt ekv 8.13):

$$r_a = \frac{\ln^2((z_u - z_d) / z_0)}{k^2 u} \quad 4.9$$

där  $z_u$  är höjden över markytan där vinden är mätt,  $z_d$  nollplansförskjutningen och  $z_0$  skrovlighetslängden. Ekvationen visar att ju högre nollplansförskjutning och skrovlighetslängd, desto lägre motstånd. Antagandet om att detta motstånd, som avser impulsflödet (ekv 8.9) också är tillämpligt för vattenångemolekyler har vissa begränsningar, se vidare kap 8.

Vid icke neutralt skiktad atmosfär tillkommer krafter som påverkar luftens vertikala rörelser, beroende på att ett luftpaket som rör sig vertikalt till en ny nivå får en temperatur som skiljer sig från temperaturen på denna nivå. Formeln för det aerodynamiska motståndet måste då modifieras (se kap 8 och t ex Rosenberg m fl, 1984).

### ***Sensibelt värmeflöde***

När bladen absorberar solstrålning ökar deras temperatur ( $T_c$ ). Luftmolekylerna allra närmast ytan blir i stort sett lika varma som bladet eftersom bladen har en mycket liten värmelagringsförmåga. Temperaturen är en avspeglning av molekylernas rörelseenergi. Värme transporteras från det energirika tillståndet till det energifattiga dvs från den varma bladytan mot den kallare luften intill ( $T_a$ ). Detta flöde av energi kan vi känna med vår hud, det känns varmt och kallas *sensibelt värmeflöde*. På svenska kallas det ibland förnimbart värmeflöde därför att man kan känna det med huden. Flödet är alltså proportionellt mot skillnaden i temperatur ( $T_c - T_a$ ). Temperaturen översätts till en energimängd genom att multipliceras med det specifika värmnet för luften ( $C_p$ ) och luftens densitet ( $\rho_a$ ). Luftmolekylernas, precis som vattenångemolekylernas, transport och därmed möjlighet att utjämna skillnader beror på det aerodynamiska motståndet ( $r_a$ ). Dock verkar inget stomatamotstånd på dessa molekyler eftersom de uppvärms vid bladytan utanför stomata.

$$H_T = \frac{\rho_a \cdot C_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad 4.10$$

Notera att, liksom i ekv 4.8, har också här antagits att det aerodynamiska motståndet för impulsflödet är tillämpligt. I detta fall antar vi att  $r_a$  gäller för luftmolekyler i allmänhet (se vidare kap 8 ekv 8.3).

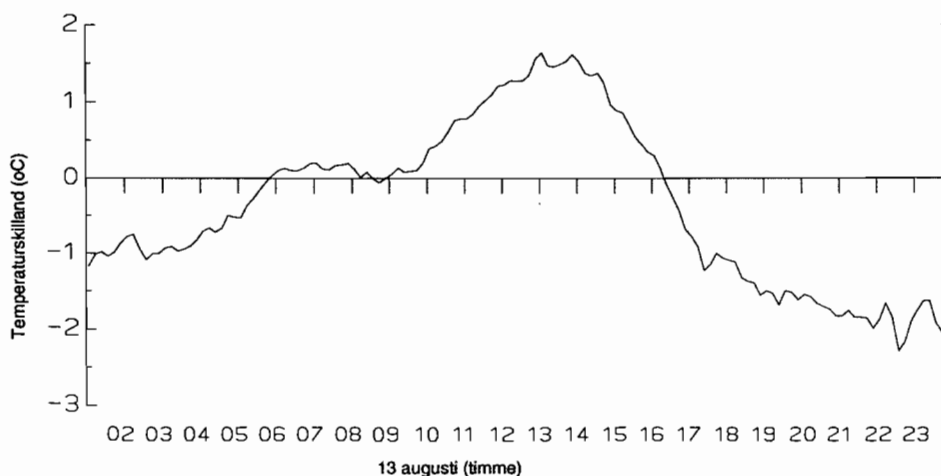
### ***Bladytetemperaturen***

Det är bladytans temperatur ( $T_c$ ) som är den okända faktor som vi löser med hjälp av *energibalansen*. Både det latent och det sensibla värmeflödet är funktioner av ytemperaturen.

$$R_{nc} - H_T(T_c) - LE_T(T_c) = 0 \quad 4.11$$

Energibalansen ger här en entydig lösning för temperaturen men eftersom mättnadsångtrycket, som bestämmer transpirationen, ökar icke-linjärt med temperaturen (ekv 8.24) kan inte temperaturen lösas analytiskt, utan vissa antaganden. Numeriskt kan vi bestämma temperaturen genom att anta att energibalansen bara behöver vara uppfylld till en viss given noggrannhet (dvs ej exakt, i realiteten är dock noggrannheten fullt tillräcklig). Balansen uppnås genom att prova olika temperaturer tills dess man finner en temperatur som uppfyller villkoret. En annan metod är att anta att mättnadsångtrycket ökar linjärt kring den temperatur som luften har (ekv 8.31). Då kan man erhålla en analytisk lösning på temperaturen. Detta antaganden ligger till grund för Penmans formel för avdunstning (se kap 8) och ger försumbara fel i de fall då skillnaden mellan luftens och ytans temperaturer inte är stor (någon grad, se t ex Rosenberg m fl 1983).

Givet en viss strålningsbalans är det alltså förutsättningarna för avdunstning som bestämmer yttemperaturen. Detta kan illustreras av det fall då nettostrålningen är noll nära gryning och skymning (kl 5<sup>30</sup> och 18<sup>10</sup>, se fig 4.1). Då ska det latent värmeflödet från ytan och det sensibla värmeflödet mot ytan balansera varandra. Är förutsättningarna goda för avdunstning måste mer energi tas från det sensibla värmeflödet som då blir negativt dvs värme transporteras från luften mot ytan.



**Figur 4.2.** Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en solig sommardag. Samma växt, mark och väder förhållanden och modell som i fig 4.1.

I fig 4.2 visas hur temperaturskillnaden mellan blad och luft varierar för samma situation som beskrevs i fig 4.1. Eftersom temperaturskillnaden är drivkraften för det sensibla värmeflödet (ekv 4.10) så uppvisar temperaturdifferensen mycket stora likheter med detta flöde. Skillnader beror på att det aerodynamiska motståndet varierar. På natten balanseras nettostrålningen (ca  $-50 \text{ W m}^{-2}$ ) av en avkylning av bladen med ca  $1^\circ\text{C}$ , jämfört med omgivande luft. Om vinden varit starkare skulle det räcka med en mindre avkylning. Mitt på dagen ser vi att förutsättningarna för transpiration orsakat att bladens temperatur blivit ca  $2^\circ\text{C}$  varmare än omgivande luft. På eftermiddagen avtar temperaturskillnaden i och med att instrålningen avtar

samtidigt som förutsättningarna för avdunstning är relativt goda (luften är relativt torr på eftermiddagen). Förutsättningarna för avdunstning är så goda att t o m energi genom avkylning av bladen under omgivningens temperatur, är ett nödvändigt energitillskott (se t ex kl 18<sup>10</sup> då  $R_{nc} = 0$ ). Vi ser dock att det sensibla värmeflödet slutar att minska vid solens nedgång och att det därefter balanserar den negativa nettostrålningen (fig 4.1). Bladens temperatur fortsätter dock att bli allt svalare jämfört med den omgivande luften (fig 4.2). Detta kan förklaras med att vinden successivt avtar. Dvs. för att balansera den negativa strålningsbalansen som uppstår på kvällen måste värmeenergi transporteras från luften till bladytan. När vinden avtar försvåras denna transport (det aerodynamiskamotståndet ökar, se ekv 4.9) och för att upprätthålla transporten på en nivå som bestäms av energibalansen bildas en större drivkraft för transporten. Temperaturskillnaden blir större genom att ytans temperatur minskar i förhållande till luftens. I det här resonemanget har vi betraktat strålningsbalansen som konservativ genom att anta att temperaturen ställer in sig efter strålningen. Men strålningsbalansen ändras också. När bladytans temperatur sjunker avtar utstrålningen från ytan (se kap 7) och strålningsbalansen blir mindre negativ och därmed krävs en mindre sänkning av yttemperaturen för att upprätthålla energibalansen. En jämvikt uppstår. Det är den som är presenterad i fig 4.2.

### 4.3 Vattnets energitillstånd

Vattnets energitillstånd representeras av dess vattenpotential. Innan vi betraktar hur denna styr vattentransporterna så låt oss göra en översiktlig beskrivning av begreppet vattenpotential och fokusera de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär. Det är skillnader i energitillstånd hos vattnet på olika platser som är den drivande kraften för dess transport. Det är solen som ytterst levererar energin som behövs för att bygga upp dessa skillnader. Transporterna sker sedan från det höga till det låga energitillståndet så att skillnaderna tenderar att försvinna. Så länge solen fortsätter att lysa kommer skillnaderna att upprätthållas. Vattnets energitillstånd är kopplat till de krafter som verkar på vattenmolekylerna. Vattenpotentialen uttrycker hur energitillståndet hos vattnet på den aktuella platsen förhåller sig till motsvarande tillstånd hos vattenmolekyler i en tänkt referenssituation; fritt och rent vatten vid jordytan som är utsatt för normalt lufttryck. Detta referensvatten har vattenpotentialen = 0. Vattenpotentialen beskriver t ex hur hårt bundet vattnet är till partiklarna i det medium i vilket vattnet befinner sig. Hårt bundet vatten har lågt energitillstånd jämfört med fritt vatten. För det hårt bundna vattnet krävs en kraft för att frigöra vattnet. Vattenpotentialen för vattnet inne i en svamp t ex, beror på den kraft som måste tillföras, genom att krama svampen, för att få vattnet att lämna svampen. Notera dock att definitionsmässigt är vattenpotentialen det arbete som krävs för att föra vattnet från det fria tillståndet till tillståndet i vilket det befinner sig. I fallet med svampen sög den upp vattnet. Det behövdes inte tillföras arbete utan ett arbete utfördes p g a svampens struktur. Vattenpotentialen för vattnet i svampen är negativ. Överallt i marken och växten befinner sig vattnet normalt i ett lägre energitillstånd, dvs ett arbete behöver tillföras för att återge vattnet dess fria form. Vattenpotentialen i detta system är negativ. Med positivt tryck menas att kraften är riktad mot vattenpartiklarnas yta. Men när kraften är riktad från ytan verkar ett negativt tryck, ett sug på ytan. En mer fullständig definition av begreppet

vattenpotential kommer senare efter det att vi gått igenom de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär.

Låt oss börja med att repetera hur begreppen kraft, tryck och energi förhåller sig till varandra. Kraften orsakas av att något som har en tyngd (massa) accelererar, dvs ändrar sin hastighet. T ex, i en behållare med vatten bromsas vattenmolekylerna upp när de rör sig mot behållarens väggar. Vattenmolekylerna orsakar en kraft på väggen. Kraft uttrycks i  $\text{kg m s}^{-2} = \text{N}$ . Betraktar vi de krafter som verkar på en ytenhet ( $\text{m}^2$ ) av väggen så är det trycket och uttrycks i  $\text{N m}^{-2} = \text{Pa}$ . Tryck är den enhet som vattenpotentialen mäts i. I växten t ex, är dessa tryck ofta stora och miljontals Pascal (MPa) används normalt som enhet. Trycket, kraften per ytenhet, ger också ett mått på energin hos de partiklar som utövar trycket genom att multiplicera trycket mot väggen med volymen för vattnet. Trycket motsvarar alltså energin per volymsenhet och kan uttryckas som  $\text{J m}^{-3} = \text{Pa}$ .

I marken består vattenpotentialen huvudsakligen av två komponenter, dvs det finns två principiellt olika mekanismer som orsakar att det krävs energi för att återge vattnet dess fria form. Den första komponenten, vilken är den viktigaste faktorn i den omättade zonen, beror på att omgivande material orsakar tryck (positivt eller negativt) på vattenmolekylerna. Vattenmolekyler attraheras starkt till jordpartiklarna. Detta i kombination med att marken innehåller luft ger upphov till sk ytspänningsfenomen. Här påverkas vattenmolekylerna av krafter orsakade av attraktion mellan molekyler av olika sort (adhesion) samt attraktion mellan vattenmolekylerna själva (kohesion). Vattnets energitillstånd i denna situation är lågt och representeras av den sk matrixpotentialen ( $\psi_{\text{Pressure}}$ ). Krafterna på vattnet samverkar här på ett komplicerat sätt och skapar den så kallade kapillärkraften (se vidare t ex Hillel, 1980). Vatten kommer att transporteras från platser där vattenpotentialen är högre till den plats där vattenpotentialen är låg (se t ex Grip&Rodhe, 1985). När marken torkar ut ökar kapillärkrafterna dramatiskt beroende på vilken typ av jord det är. Små partiklar ger mycket partikelyta per jordvolym och effekten blir större. Den andra komponenten i vattenpotentialen blir av betydelse när marken är vattenmättad. Gravitationskraften ger vatten på olika nivåer i profilen olika lägespotential och ger upphov till vattenpotential komponenten,  $\psi_{\text{Grav}}$ . Vatten transporteras från den högre lägespotentialen till den lägre. Denna kraft är inte stor i jämförelse med vad kapillärkraften kan vara. Men när marken är vattenmättad är kapillärkraften mycket liten. Det finns ett flertal ytterligare krafter som verkar på vattenmolekylerna och bidrar till värdet på vattenpotentialen (se t ex Kutilek & Nielsen 1994). De viktigaste komponenterna i *markvattenpotentialen*,  $\psi_g$ , är dock:

$$\psi_g = \psi_{\text{Pressure}} + \psi_{\text{Grav}} \quad 4.12$$

För växten gäller samma principer för vattenpotentialen som för marken. Men beroende på vilken plats i växten man betraktar så har komponenterna olika betydelse. Vid växtens avdunstningsytor i bladen är vattnet bundet till cellväggarna med adhesionskrafter och ytspänningsfenomen bildas vid närvaron av luft på liknande sätt som i markens omättade zon. Längre ned i växtens ledningsbanor förekommer dock inte luft i systemet och adhesionskrafterna får en underordnad roll. I levande celler i växten är mängden lösta ämnen relativt stort och osmopotentialen ( $\psi_{\text{Solute}}$ ) låg. Det krävs arbete för att återge vattnet dess fria form dvs. att separera

vattenmolekyler från de lösta ämnena. Osmosen är en förhållandevis viktig del av vattenpotentialen i växter. När osmosen orsakar att vatten förs in i cellen uppstår en tryckkraft på vattnet från cellväggen. Cellväggen orsakar ett tryck på vattenmolekylerna och ger alltså vattnet en positiv potential (tryckpotential,  $\Psi_{\text{Pressure}}$ ). Osmos och tryckpotentialen verkar mot varandra, men eftersom osmosen är den drivande kraften som sedan ger upphov till turgor, så är potentialen mindre än noll och på sin höjd kan de olika krafterna jämnas ut varandra. Precis som för marken så verkar gravitationskraften också på vattnet i växten. I marken blev den av betydelse då kapillärkraften blev liten. I växten är gravitationskraften i förhållande till de andra krafterna ännu mindre men i de fall en växt får betydande höjd (träd) så blir dess bidrag till vattenpotentialen ej försumbar. De tre viktigaste faktorerna som bestämmer *vattenpotentialen i växten* är alltså (se vidare t ex Salisbury & Ross 1992).

$$\Psi_c = \Psi_{\text{Solute}} + \Psi_{\text{Pressure}} + \Psi_{\text{Grav}} \quad 4.13$$

I atmosfären uttrycks vattnets energitillstånd i termer av ångtryck, eller rättare sagt, vattenångemolekylernas rörelseenergi, vilket det observerade ångtrycket är ett mått på. Den torrare luften har färre ångmolekyler och ett lägre energitillstånd än den fuktigare luften. För att göra den torrare luften fuktigare måste det alltså tillföras vattenångemolekyler med en viss rörelseenergi och därmed höjs vattenpotentialen. Potentialen kan uttryckas i termer av relativ luftfuktighet.

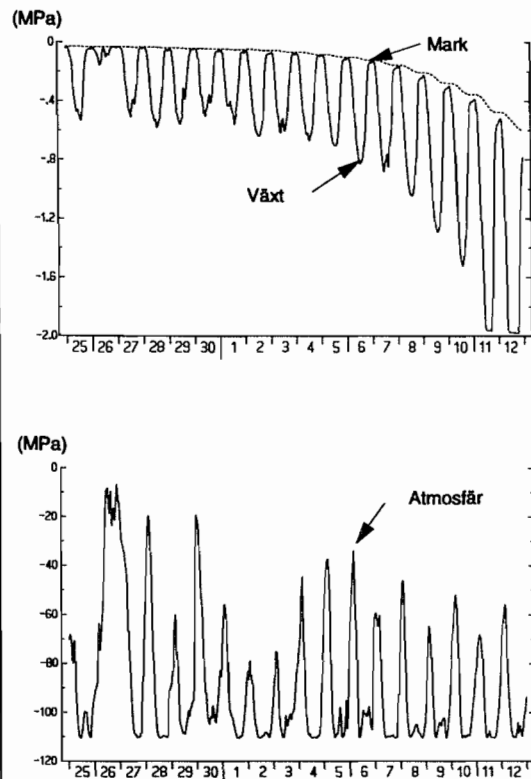
Mättnadsångtrycket är det mått som definierar hur fuktigt ett luftpaket kan bli utan att nettokondensation sker. Lika många molekyler avdunstar från ytan som kondenserar mot densamma. Ångtrycket i den torra luften ( $e_a$ ) är alltid lägre än mättnadsångtrycket ( $e_s$ ) och kvoten mellan de två ( $e_a/e_s$ ) är mindre än 1 (alternativt 100%). Denna kvot kallas relativa fuktigheten ( $h_a$ ; se ekv 8.25). Vattenpotentialen är ett relativt mått och från Gibbs fria energi och begreppet kemisk potential kan luftens vattenpotential relateras till dess relativa fuktighet och temperatur ( $T_a$ ) (Salisbury & Ross, 1992):

$$\Psi_{\text{Air}} = \text{konst} \cdot T_a \cdot \ln\left(\frac{h_a}{100}\right) \quad 4.14$$

Normalt används dock inte detta mått på luftens fuktighet utan i stället den relativa fuktigheten. Vi har använt det här bara för att visa hur begreppet vattenpotential hänger ihop för mark, växt och atmosfär. Vattendroppar i atmosfären (moln och regndroppar), som bestämmer vattentransporten från atmosfär till mark och växt, har en vattenpotential som beror huvudsakligen på gravitationskraften. Vattentransporten från mark och växt till atmosfär beror däremot på vattenångans vattenpotential.

Sätter vi in normala värden på luftfuktigheten ser vi att den största variationen i vattenpotential finns i luften. Typiska värden för marken är 0 till -1.5 MPa, för växten 0 till -2.5 MPa och för luften 0 till -150 MPa. I luften sjunker vattenpotentialen mycket snabbt med minskad luftfuktighet. Redan när fuktigheten är 98%, dvs i realiteten dis/dimma, är potentialen i samma storleksordning som vissningsgränsen i bladen. Ett exempel ges i fig 4.3.





**Figur 4.3.**

a) Simulerad (med SPAC-modellen) vattenpotential i mark och växt under ett upptorkningsförlopp 25 juni till 12 juli 1994 i Uppsala. Växten är en energiskog (Salix) på en relativt lerig jord. Växtens vattenpotential sjunker kraftigt mitt på dagen men återhämtar sig på natten till markens vattenpotential, som dock sjunker successivt p g a de ackumulerade vattenförlusterna genom avdunstning. Mot slutet av perioden blir vattenpotentialen i bladen så låg att bladen tenderar att vissna mitt på dagen.

b) Vattenpotentialen i atmosfären är som lägst -10 MPa och på dagarna ca 100 ggr större än i mark och växt.

Vi är nu mogna att sätta upp en lite mer strikt definition på vattenpotential (förkortad från Marshall and Holmes 1988).

Vattenpotential = det arbete som krävs per volymsenhet vatten för att överföra fritt rent vatten i en viss position där normalt atmosfärstryck råder till vatten i lösning och/eller i en annan position. Processen ska vara isothermisk och reversibel och massan hos vattnet antas försumbar.

Detta är en fysikalisk definition som utgår från begreppet kraft. Det finns också en kemisk definition som inte strider mot detta men utgår från andra grundbegrepp t ex fri energi (Salisbury & Ross, 1992).

#### 4.4 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär

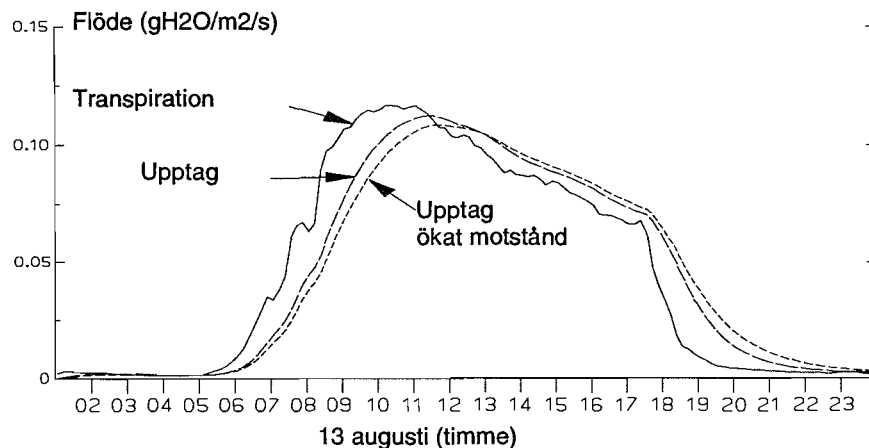
Vattenflödet från växten till atmosfären ombesörjs av transpirationen. Genom transpirationen förlorar bladen vatten. Vattenpotentialen sjunker beroende på att det resterande vattnet är närmare cellväggarna och adhesionkrafter verkar på vattnet, och att vattnet får en högre koncentration av lösta ämnen. Samtidigt minskar turgor trycket från cellväggarna. Alla förändringarna verkar i samma riktning, för en lägre potential. Skillnaden i vattenpotential mellan bladen och ledningsbanorna längre ned i växten blir nu större och ger upphov till en kraft som orsakar ett upptag av vatten från marken som är proportionellt mot skillnaden i vattenpotential mellan mark ( $\psi_g$ ) och växt ( $\psi_c$ ).

Beroende på vatteninnehåll (potential) i marken och avståndet mellan rot och det vatten som har vattenpotentialen  $\psi_g$  så varierar motståndet för vattentransport i marken. Detta motstånd brukar benämnas mark-rotmotståndet ( $r_g$ ) och beror på markegenskaper och rotutbredning. När vattnet tagit sig fram till rotytan möter det på en helt ny typ av motstånd som beror på biologiska processer och strukturer i växten. Detta motstånd kallas växtmotståndet ( $r_p$ ) och inkluderar alla motstånd från rotytan på vägen upp till den lättillgängliga poolen i bladen. Vattnet som passerade genom marken måste passera också växtmotståndet. Alltså är mark-rotmotståndet och växtmotståndet kopplat i serie och *upptaget* blir:

$$F_u = \frac{\psi_g - \psi_c}{r_g + r_p} \quad 4.15$$

Motståndet i växten orsakar att upptaget sker senare än transpirationen. Om vi betraktar den soliga sommardagen igen så ser vi hur transpirationen ökar på morgonen (fig. 4.4; transpirationskurvan här är direkt proportionell mot det latent värmeflödet (fig. 4.1, se ekv 4.8).

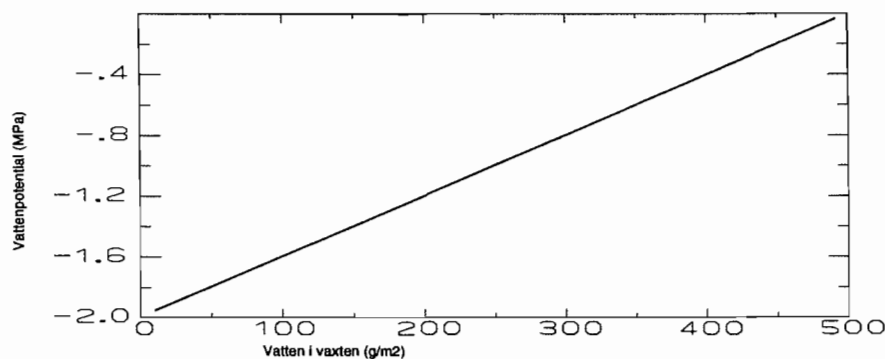
Vattenförlusten i bladen orsakar en sänkning av vattenpotentialen jämfört med marken och det uppstår en kraft för upptransport av vatten. Upptaget sätter i gång omedelbart men storleksmässigt ligger det efter med drygt en halvtimme. Man ser också (fig 4.4) att transpirationen kan förändras snabbt medan upptaget uppvisar relativt små förändringar. Detta beror på att vädret uppvisar snabba variationer som transpirationen reagerar på direkt. Upptagets variationer dämpas däremot av den mellanliggande vattenpoolen i bladen.



**Figur 4.4.** Simulerad transpiration och upptag. Dels för ett standard fall, dels för ett fall då växtmotståndet ökats med knappt 40 %. Samma växt, mark och väder förhållanden och modell som i fig 4.1.

Redan vid tiotiden har transpirationen nått sitt högsta värde. Sedan avtar den och en timme senare är upptaget lika stort som transpirationen. Härefter är tillförseln större än förlusten av vatten och växten börjar återhämta sin vattenstatus. Detta innebär att vattenpotentialen vid denna tidpunkt är som lägst (se fig 4.5) och drivkraften för upptaget som störst. Då når upptaget sitt högsta värde (ekv 4.15). Ändringen i växtens vatteninnehåll är noll och upptag och transpiration är lika stora (ekv 4.2). Transpirationen är som störst vid tiotiden trots att strålningsenergin är som högst mitt på dagen (fig 4.1) och ångtrycksdeficitet (ekv 8.26) är som störst på eftermiddagen. Vad är då skälet till att transpirationen börjar minska redan på förmiddagen? Jo därför att motståndet för transpirationen ökat. Klyvöppningarna har börjat stänga på de försämrade vattenförhållandena för växten. I detta fall beror det på att ångtrycksdeficitet i luften ökat, men en annan trolig orsak skulle kunna vara att vattenpotentialen i bladen sjunkit (se vidare kap 6). Om motståndet för transport i växten är stort (se ökat motstånd i fig 4.4) så ökar tidsdifferensen mellan transpiration och upptag därför att det krävs lägre vattenpotential i bladen för att uppnå samma flöde (ökad drivkraft kompenserar ökat motstånd, ekv 4.15). Av samma skäl blir upptaget nu högre på kvällen. Eftersom upptaget varit lägre tidigare på dagen har växten ett större vattenunderskott som måste ersättas. Vattenpotentialen förblir låg längre fram på kvällen och det dröjer också längre innan växten återfått sin vattenstatus till den som var på morgonen innan transpirationen började.

Vattenpotentialen i bladen beror på hur mycket vatten som finns i bladen. Det är bara vattenpotentialen för det lättillgängliga vattnet ( $m_v$ ) som är av intresse för de omfattande vattentransporterna i växten. När det är maximalt med vatten ( $m_v = m_{vMax}$ ) så är vattenpotentialen som störst ( $\psi_{cMax}$ ) dvs nära noll. När det lättillgängliga vattnet är slut ( $m_v = 0$ ) då är potentialen som lägst ( $\psi_{cMin}$ ) och växten vissnar. Däremellan ändras potentialen linjärt med vatteninnehållet (fig 4.5).



**Figur 4.5.** Bladens vattenpotential som funktion av växtens innehåll av lättillgängligt vatten.  $\psi_c = \psi_{cMax} - (\psi_{cMax} - \psi_{cMin})(1 - m_v / m_{vMax})$ . Relationen har använts i simuleringarna presenterade i fig 4.1-4.4, 4.8-4.10 och 5.1.

Huruvida relationen mellan vatteninnehåll och vattenpotential för blad alltid är linjär är ej helt fastlagt. Antagandet innebär att vid en uttorkning så är summan av förändringarna i de olika vattenpotentialkomponenterna (osmopotentialen minskar, turgorpotentialen minskar, mm) proportionell mot mängden förlorat vatten. Avvikelse från detta har noterats, men mätningar visar att funktionen fungerar som en relativt god approximation.

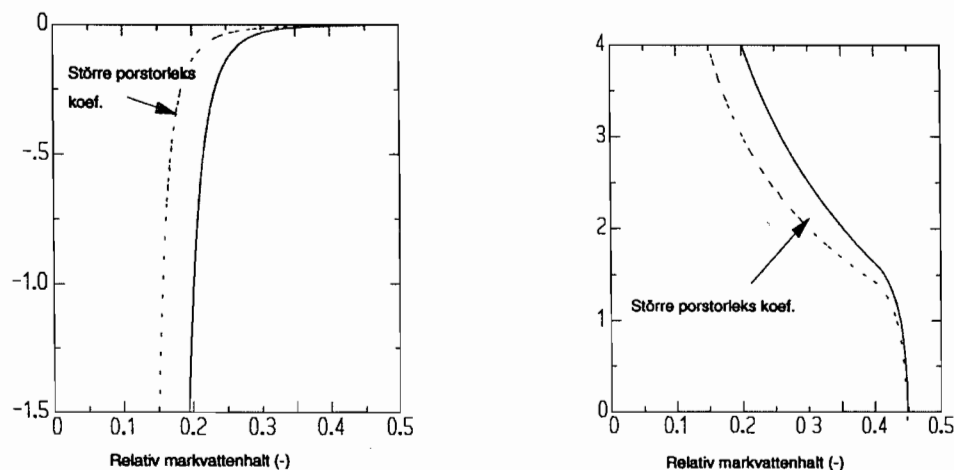
För markens del brukar man representera förhållandet mellan tillgängligt vatten och vattenpotential med åtminstone två principiellt olika utseenden. I området nära vattenmättnad minskar vattenpotentialen, precis som i fallet med växten, approximativt linjärt med förändringar i vattenhalten. När det mest lättillgängliga vattnet har försvunnit är det resterande vattnet relativt hårt bundet till marken. I denna omättade jord verkar kapillärkrafter på vattnet. Allteftersom vattnet försvinner (först töms de stora porerna) är det resterande vattnet (i små porer) allt hårdare bundet till marken och vattenpotentialen sjunker kraftigt med minskad vattenhalt. Till slut nås den så kallade vissningsgränsen, dvs den gräns där vattnet är så hårt bundet att växterna inte förmår ta upp det. I den omättade zonen beräknas *markvattenpotentialen*, utifrån vattenhalten, enligt Brooks & Coreys formel (se vidare t ex SOIL-modellen, Jansson 1991, alternativa funktioner finns också se t ex van Genuchten m fl, 1989).

Linjärt	$\psi_g = f(\theta)$	nära mättnad	4.16
Brooks & Corey	$\psi_g^{-c_{bc}} = f(\theta)$	i övrigt	4.17

Förhållandet mellan vattenpotential och vattenhalt i den omättade zonen beror på kappilärkrafterna. Dessa beror i sin tur på markpartiklarnas storlek och speciellt hur partiklar med olika storlekar fördelar sig i marken. Mängden organiskt material har också betydelse för hur hårt bundet vattnet är. Humuslagret i skogen har t ex en hög vattenhållande förmåga. Trots den stora mängden vatten detta kan innehålla i våta situationer är vattnet lika hårt bundet som i en mineral jord med lägre vattenhalt. Förhållandet mellan vattenpotential och vattenhalt är alltså starkt beroende på marktypen och måste bestämmas med mätningar för varje ny lokal. Speciellt viktigt är det att känna till detta förhållande för att kunna bedöma växtens vattenupptagningsförmåga i torksituationer. När det avser avrinning är markens egenskaper nära mättnad av stor vikt. Markens porvolym (porositet) bestämmer hur mycket vatten som marken maximalt kan innehålla och porstorleksfördelningar (sprickor mm) avgör hur snabbt vattnet transporteras nedåt i profilen. För beskrivning av relationerna se fig 4.6a. Den här presenterade jorden är en relativt finkornig jord och, jämfört med en grovkornig jord (med större porstorlefskoefficient,  $c_{BC}$ , sand t ex), minskar vattenpotentialen kraftigare med minskad vattenhalt.

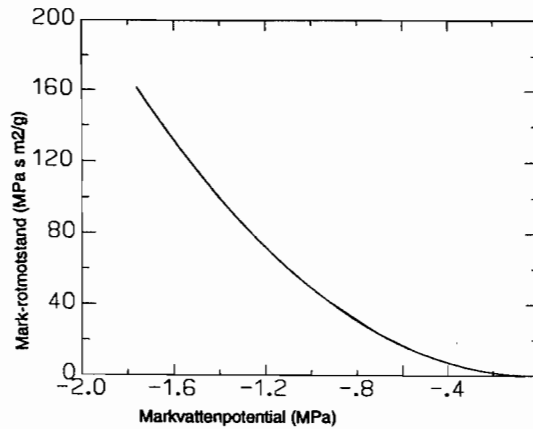
Vi har definierat vattenpotential som vattnets energitillstånd uttryckt per volymenhet vatten ( $J m^{-3}$ ; se kap 4.3). Inom markfysiken har man traditionellt definierat vattenpotentialen som energitillstånd i relation till vattnets tyngd. Tyngden av en kubikmeter vatten (1000 liter) är  $1000 kg \cdot 9.81 m s^{-2} = 9810 N$ . Om vi för enkelhets skull avrundar 9810 till 10000 fås att enheten för vattenpotentialen per tyngdenhet blir  $J (10^4 N)^{-1} = Nm (10^4 N)^{-1} = 10^{-4} m = 0.1 mm$ . Dvs. enheten för vattenpotential blir en sträcka. Denna sträcka symboliserar höjden på den vattenpelare som utövar ungefär trycket 1 Pa på sin botten. Normalt används enheten cm vattenpelare. 1 MPa motsvarar alltså ungefär  $10^4 cm H_2O$  (eller mer exakt 9810 cm  $H_2O$ ; se t ex Kutilek & Nielsen 1994). Detta tryck är positivt vilket medför att den negativa vattenpotentialen måste byta tecken. Dvs definition på vattenpotential ändras från att ha varit det arbete som krävs för att återge vattnet sin fria och rena form till att bli det arbete som krävs för att överföra vattnet från denna form till den fria form det faktiskt har. Relationen mellan vattenpotential och markvattenhalt beskrivs ofta med en s k pF-kurva. pF-värdet är logaritmen av vattenpotentialen. Omvandling till logaritmen görs för att

kunna beskriva kurvans form med större upplösning i området med höga vattenhalter. (fig 4.66)



**Figur 4.6a och b.** Markvattenpotentialen som en funktion av markens relativa vattenhalt. a) markvattenpotentialen (MPa) uttryckt enligt definitionen för vattenpotential, b) pF-kurva: markvattenpotentialen (pF) uttryckt i enheten pF (den sk pF-kurvan;  $pF = \log(-|\psi_g|10200)$ ). Porstorlekskoefficient =  $c_{BC}$  i Brooks & Coreys ekvation (se text). Relationen har använts i simuleringen presenterad i fig 5.1

Motståndet för transport av vatten fram till rotytan (mark-rotmotståndet,  $r_g$ , se ekv 4.15) består av två delar. Transporten av vatten i marken beror på markens textur. Nära mättnad är motståndet ( $1/a_g$ ) lägre i en grovkornig jord (t ex sand) än i en finkornigare jord. Vid upptorkning, när vattenhalten och vattenpotentialen sjunker, ökar motståndet för vattentransport i marken. I den omättade zonen är motståndet  $1/(a_g |\psi_g|^{-c_g})$  (fig 4.7). Denna ökning är större desto grovkornigare jorden är vilket innebär att i den sandigare jorden försämrats transport möjligheterna snabbt med ökad upptorkning ( $c_g$  har ett högre värde). I markfysiken används begreppet konduktivitet istället för motstånd (se t ex Hillel 1980), dvs motstånden angivna ovan representeras av konduktiviteten vid mättade ( $a_g$ ) och omättade förhållanden ( $a_g |\psi_g|^{-c_g}$ ). Den andra delen i mark-rotmotståndet är relaterad till vilken sträcka vattnet måste transporteras för att nå rotytan. Detta avstånd beror på rötternas utbredning och är alltså en biologiskt kontrollerad egenskap som här representeras av koefficienten  $b_g$ . Ett stort effektivt rotsystem ger litet avstånd för transport och därmed litet motstånd, dvs ett lågt värde på  $b_g$ .



**Figur 4.7.** Mark-rotmotståndet ( $r_g$ ) som funktion av markvattenpotentialen för samma jord som i fig 4.6 a och b ( $r_g = b_g / (a_g |\psi_g|^{-c_g})$ ) där  $a_g = 1.62 \text{ MPa m}^2 \text{ s g}^{-1}$ ,  $b_g = 0.00004 \text{ MPa m}^2 \text{ s g}^{-1}$  och  $c_g = 2.1$ ). Relationen har använts i simuleringen presenterad i fig 5.1

#### 4.5 Interception av nederbörd

När det regnar lägger sig ett lager med vatten på bladytorna, regnet fångas upp av bladen, intercepteras. Det blir fuktigt vid stomataöppningen och luften närmast bladytan blir mättad och gradienten i ångtryck över stomata passagen försvinner ( $e_{cs} - e_a = 0$  i ekv 4.8). Transpirationen upphör alltså och avdunstning sker istället från vattnet på bladen. Denna kallas för *interceptionsavdunstning* ( $E_I$ ).

$$E_I = \frac{\rho_a C_p}{\gamma L} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{r_a} \quad 4.18$$

Eftersom stomatamotståndet ej verkar på denna avdunstning ( $r_c = 0$ ) och transporten i luften ofta är mycket effektiv, dvs  $r_a$  är litet, så är interceptionsavdunstningen väldigt hög, trots att de drivande krafterna för avdunstning ofta är små, jämfört med en solig dag. En regnig dag är ångtrycket vid de våta bladytorna lägre än motsvarande ångtryck vid de transpirerande ytorna inne i stomata. Dessutom är ångtrycket i den omgivande luften ( $e_a$ ) oftast högre en regnig dag än en solig dag.

Av det regn som faller ned mot lövverket ( $P$ ) fångas (intercepteras) en del upp av bladen och resten når markytan ( $P_g$ ). För varje tidsteg ger regnet på detta sätt ett tillskott av vatten på bladen ( $m_{VI}$ ). Men samtidigt som regnet faller så avdunstar det vatten från bladytorna, och *nettoändringen av intercepterat vatten* blir skillnaden i inflöde och utflöde.

$$\delta m_{VI} = (P - P_g - E_I) \delta t \quad 4.19$$

Den mängd vatten som intercepteras beror på bladens orientering och ytstruktur vilka ger växten en specifik förmåga ( $\kappa_p$ ) att ta upp vatten per bladyteenhet (LAI). Den mängd som ej tas upp faller ned till marken ( $P_g$ ) och fyller på markvattenmagasinet. I analogi med hur strålningen försvagas på sin väg ned genom lövverket till markytan kan *nederbörden som når marken* beräknas som en funktion av hur mycket som når lövverkets topp.

$$P_g = P_e^{-\kappa_p LAI}$$

4.20

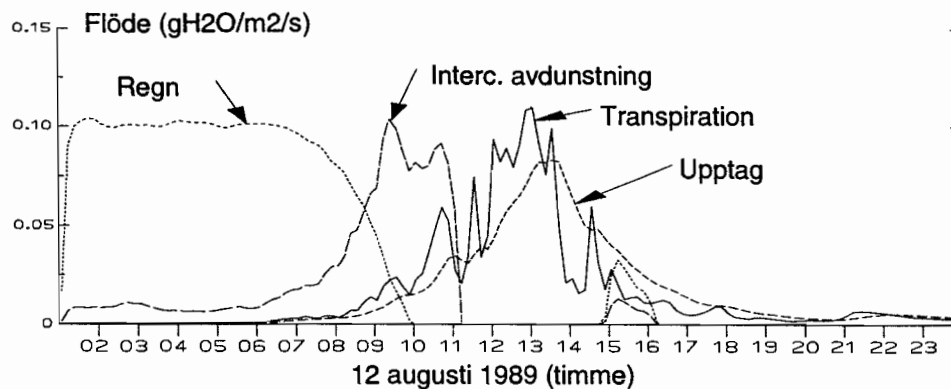
Interception av vatten når så småningom en övre gräns då mer regn inte orsakar mer vatten på bladen. Denna gräns bestäms av bladens förmåga att hålla vatten ( $m_{v10}$ ) och mängden bladyta ( $m_{v10\max} = m_{v10} LAI$ ). Likheten ovan mellan nederbördens och strålningens försvagning (ekv 4.6) är konceptuell. Helt olika mekanismer verkar på vattendroppar och strålning. T ex påverkas vattendropparna av luftens rörelse (turbulens) i lövverket (se t ex Jiagang 1988). Denna skillnad återspeglar sig i helt olika värden på försvagningskoefficienterna för nederbörd ( $\kappa_p$ ) och strålning ( $\kappa$ , ekv 4.6). Försvagningskoefficienten för regn är väsentligt lägre, dvs förhållandevis större andel av regnet når marken än vad som är fallet för strålningen. Det finns många alternativa metoder att bestämma mängden vatten som intercepteras. Den enklaste bygger på att mängden intercepterat vatten i stort sett är proportionell mot mängden regn. En annan bygger på att lövverket har en maximal förmåga att fånga upp regn (likt den angiven ovan) och sedan avtar interceptionen exponentiellt när regnmängden understiger den maximala interceptionskapaciteten.

När alla blad är våta verkar endast det aerodynamiska motståndet på avdunstningen. Innan alla blad blivit blöta (eller då en del av lövverket torkat upp efter ett regn) sker transpiration från de torra ytor. Där verkar stomatamotståndet mot avdunstningen. Vi får i detta fall två typer av ytor med helt skilda förutsättningar för avdunstning och därmed olika *energibalanser*. De våta ytor får temperaturen  $T_{cl}$  och de torra  $T_{ct}$ .

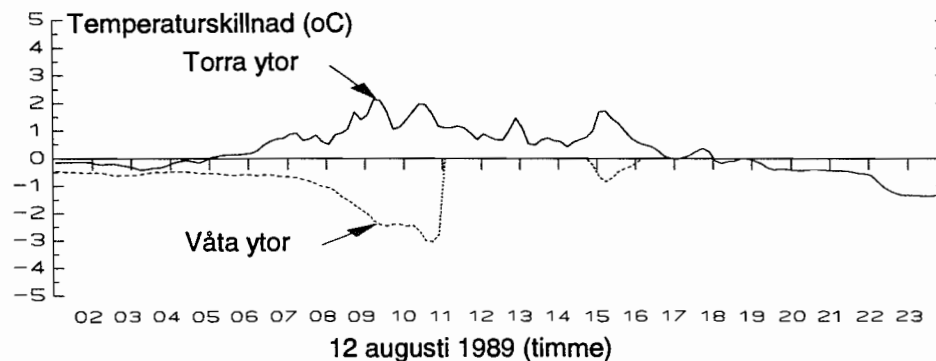
$$R_{nl} - H_I(T_{cl}) - LE_I(T_{cl}) = 0 \quad \text{våta ytor} \quad 4.21$$

$$R_{nT} - H_T(T_{ct}) - LE_T(T_{ct}) = 0 \quad \text{torra ytor} \quad 4.22$$

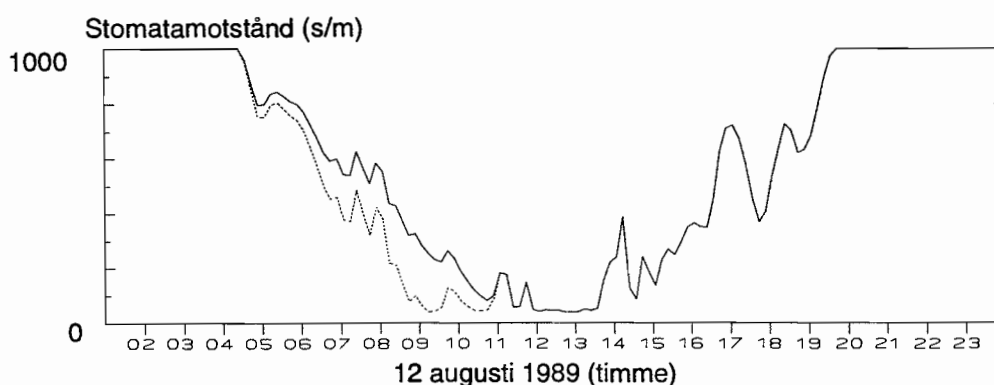
Strålningsenergin som absorberas av lövverket (se ekv. 4.6) fördelas på både torra och våta ytor (dvs  $R_{nc} = R_{nl} + R_{nT}$ ). Hur stor andel som tillfaller respektive ytor beror på hur regnet fördelar sig i lövverket. Om det i huvudsak är de översta bladen som är våta så absorberar dessa ytor en förhållandevis stor andel av strålningen, vilket skulle kunna vara fallet i början av ett regn. Motsatsen gäller om det i huvudsak är bladen närmast marken som är våta vilket skulle kunna vara fallet vid upptorkningen efter det att det värsta regnet är över. Ett första enkelt antagande är dock att den absorberade strålningen fördelas sig mellan de våta och torra ytor i proportion till hur stora dessa ytor är.



**Figur 4.8.** Simulerad interceptionsavdunstning, transpiration och upptag för en delvis regnig sommardag. Samma växt och mark förhållanden och modell som i fig 4.1, men simuleringen är gjord för dagen innan.



**Figur 4.9.** Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en regnig sommardag, dels för de transpirerande ytorna dels för de våta ytorna med interceperat vatten (samma förutsättningar som i fig 4.8).



**Figur 4.10.** Stomatamotståndet uttryckt per markytenhet för en regnig dag. Dels det faktiska motståndet (heldragen linje), dels det motstånd som skulle varit om alla bladytor vore torra (samma förutsättningar som i fig 4.8).



Ett exempel på hur avdunstning av interceperat vatten, transpiration och rotupptag kan ske samtidigt framgår av fig 4.8. För de torra ytorna minskar antalet transpirerande stomata, per markytenhet, och stomata motståndet ökar jämfört med då hela lövverket är torrt. Ökningen antas, förenklat, ske i proportion till andelen våt yta. Hur de två ytornas energibalanser skiljer sig åt framgår av att de våta ytorna får betydligt lägre temperatur (fig 4.9, ekv 4.21-22).

Denna dag regnade det relativt lätt hela natten och en bit in på morgonen. Avdunstning av interceperat regn pågår hela natten trots att ingen solstrålningsenergi finns tillgänglig. Energi erhålls istället genom avkylning av bladen som sätter igång ett värmeflöde till bladen från den omgivande luften (ekv 4.10). När solen börjar stiga upp ökar dock den tillgängliga energin snabbt och därmed också avdunstningen. I och med att solstrålningen ökar öppnar sig stomata och igenom de ej vattentäckta klyvöppningarna startar transpiration. Efter tidpunkten då interceptionsavdunstningen överstiger nederbördsinterceptionen kommer allt större andel av bladytan att torka upp och transpiration kan ske genom allt fler klyvöppningar. Stomatamotståndet, uttryckt per horisontell markytenhet, minskar. Upptaget från marken kommer också igång som en följd av att växtens vattenförluster ska ersättas. Regnet slutar vid tiotiden på förmiddagen men hela bladverket hinner inte torka upp förrän drygt en timme senare. Det har varit en relativt fuktig dag med lågt ångtrycksdeficit vilket har gett en liten drivkraft för avdunstningen. Dessutom har transpirationen hämmats, i stort sett hela förmiddagen, av att interceperat vatten ökat stomatamotståndet per enhet markyta (notera, att enskilda stomata inte ändrat sitt motstånd, utan att ett visst antal tagits ur bruk vad avser transpirationen).

På natten är nettostrålningen bara lite under noll p g a att molnen orsakar en långvågsstrålning mot lövverket som nästan är lika stor som den som utgår från lövverket (ekv 7.12). Detta visar sig genom att de torra ytorna (där ingen transpiration sker på natten) endast är lite kallare än den omgivande luften (fig. 4.9). Ett litet flöde av sensibelt värme ska balanseras av nettostrålningen (ekv. 4.5). De våta ytorna är lite mer kalla, ungefär  $0,5^{\circ}\text{C}$  kallare än luften, därför att energi behövs till avdunstningen av interceperat vatten. När solen går upp ökar avkylningen ytterligare trots att mer strålningsenergi finns tillgängligt. Tydligt är att solens uppgång befrämjat förutsättningarna för avdunstning så mycket att behovet av energi till avdunstning inte kan täckas trots den ökade tillförseln av energi genom solstrålning. Fram på dagen är temperatursänkningen ganska stor men då är det fråga om en mycket liten andel av bladytan som fortfarande är våt. För de torra ytorna, där transpiration sker, gäller det motsatta i detta fall. Förutsättningarna för transpirationen ökar inte i samma utsträckning som den tillförda strålningsenergin. Bladytorna blir varmare än omgivande luft. Skälet till detta är stomatamotståndet (fig 4.10). Under den tidiga morgonen avtar motståndet för de enskilda stomata (dvs per bladytenhet) raskt p g a den ökade solstrålning men samtidigt tilltar motståndet per markytenhet orsakat av att alltmer bladyta blir våt och det transpirerar genom allt färre stomata. Värme måste avges i sensibel form, dvs bladytans temperatur ökar jämfört med omgivningens. Efter ungefär kl 8 överstiger interceptionsavdunstningen den mängd som interceperas och lövverket börjar torka upp. Det finns en tendens att temperaturskillnaden börjar minska orsakat av de bättre betingelserna för transpiration och därmed allokering av energi till denna process.

## 5. Simulering av vattentransport i mark-växt-atmosfär

### 5.1 Simuleringsmodeller allmänt

Låt oss först kortfattat gå in på vad en simuleringsmodell är och samtidigt definiera de mest centrala begreppen man kommer i kontakt med när man använder en sådan modell.

Vårt grundläggande problem kan t ex vara att kunna beskriva hur en förändring i vädret påverkar växtens vattenhushållning. För att besvara denna fråga måste vi bilda oss en uppfattning om hur växten fungerar i samspelet med väder.

Vårt system är i detta fall växten och dess nära omgivning. Vårt system är alltså begränsat i sin utsträckning; systemet har en rand. Randvillkoren är här förhållandena i luften. Detta innebär att vi inte ska simulera vädrets utveckling utan istället hur vårt system kommer att utvecklas under givna väderförhållanden.

Uppfattningen (idén) om hur väder och markförhållanden påverkar växten är en konceptuell modell. Denna modell är ofta klar i sina strukturer och teorier. Men för att utvärdera konsekvenserna av dessa i precisa termer, eller att jämföra med mätningar och därmed testa om teorierna är riktiga, måste de formaliseras.

Den konceptuella modellen ligger alltså till grund för att kunna göra en formaliserad modell. Teorierna ska formuleras i termer som kan utvärderas kvantitativt, dvs ekvationer. Teorin uttryckt med ord, t ex "när den omgivande luften är torr är förutsättningarna för avdunstning från de våta bladen goda", ska uttryckas i precisa formler. Dessa ska beskriva hur den torra luften definieras, hur de våta bladen definieras och hur vattenånga transporteras från den våta ytan till den torra luften, allt uttryckt i kvantitativa termer. Denna formaliserade modell kallar vi matematisk modell eller i detta sammanhang kort och gott modell. Modellen representerar ett system med ett flertal processer som försiggår samtidigt. Processerna representeras av ekvationer, t ex att bladens klyvöppningar öppnas när det kommer ljus på bladen. Detta beror på att ljuset sätter fart på vissa kemiska reaktioner som orsakar att klyvöppningarna öppnas. Detta är en allmängiltig regel för växter och kan representeras med en och samma ekvation. Men hur mycket de öppnas för en given mängd ljus skiljer sig åt för olika växter. I modellen representeras denna ljuskänslighet av parametrar. Parametrarna representerar alltså växttypen, dvs systemets specifika egenskaper och är normalt sett oberoende av tiden. Om en parameter varierar med tiden är det en indikation på att åtminstone någon process i modellen ej är allmängiltig.

Det resultat som modellen räknar fram gäller för en tidpunkt. Om tidssteget är en minut, som det är i SPAC-modellen (kap 5.2), så avser t ex avdunstningsberäkningen det vatten som avdunstat till atmosfären under en minut. Detsamma gäller för det vatten som tagits upp av rötterna. Båda dessa flöden påverkar hur mycket vatten som finns kvar i växten. Mängden vatten kallas här för ett tillstånd och ligger till grund för beräkningarna under nästa minut. Modellen beräknar flöden till och från ett tillstånd, som därmed förändras minut för minut. Vi kan säga att modellen härmar växtens utveckling. Denna typ av modell kallas för en simuleringsmodell. Tillståndet är hur mycket av en viss enhet som finns vid ett givet tillfälle. Enheten är t ex  $\text{g H}_2\text{O/m}^2$ ,

dvs massa vatten i växten per kvadratmeter markyta. Flödet är orsaken till att tillståndet förändras med tiden och uttrycks per tidsenhet, t ex  $\text{g H}_2\text{O/m}^2/\text{s}$ .

När ett flöde påverkas av det tillstånd det ändrar, så har vi en återkoppling i systemet. Om ett förhöjt tillstånd ger ökat inflöde (mycket ska ha mer) så har vi en s k positiv återkoppling och ett instabilt förhållande mellan flöde och tillstånd. I det motsatta fallet pratar vi om negativ återkoppling (självreglerande) och stabilitet.

Alla dessa beräkningar kan i teorin utföras för hand. Men eftersom det rör sig om ett mycket stort antal beräkningar är det av praktiska skäl nödvändigt att använda en datamaskin.

*Sammanfattningsvis* kan vi säga:

- Systemet representeras av modellen.
- Modellen har en yttre rand, randvillkor. Dessa ändras med tiden och är indata till modellen, s k drivvariabler.
- Modellens struktur är uppbyggd av tillstånd och flöden.
- Flödena ändrar dessa tillstånd.
- Flödena bestäms av de processer som är verksamma i systemet. Dessa processer och tillståndens egenskaper är systemets egenskaper och representeras av ekvationer och parametrar.

*Syftet* med att använda en simuleringsmodell varierar:

- Som forskningsredskap används den för att utvärdera allmängiltigheten hos teorier om samspel i naturen, och för att sätta upp nya hypoteser. Den används också för att beräkna randvillkoren till andra system som man vill studera (t ex en modell kan beräkna vattenflöden i marken som sedan är drivvariabler till en annan modell som beräknar kväve mineraliseringen (se t ex Johnsson m fl 1987).
- Som undervisningsredskap används den för att åskådliggöra förlopp i naturen, både redan kända och tänkbara, som annars ej låter sig göras av praktiska skäl (resurser i tid och rum räcker inte till). Också kopplingen mellan teorier och verklighet (oftast bestämd från mätningar) kan visas. Helt allmänt är modellen ett pedagogiskt verktyg för att åskådliggöra de dynamiska konsekvenserna av ett flertal matematiska samband (ekvationer), vilket görs i form av siffror, kurvor, bilder mm.
- Som prognosinstrument används den för att bedöma effekterna av vissa kända eller möjliga förändringar i systemet, eller i dess rand, t ex klimatförändringars effekt på transpirationen.

## 5.2 SPAC-modellen allmänt

För att numeriskt åskådliggöra de dynamiska konsekvenserna av teorin för vattnets transport från marken genom växten till atmosfären, som den framställts i kap 4, har simuleringsmodellen SPAC konstruerats (SPAC står för *Soil-Plant-Atmosphere-*

*Continuum*). På det sättet kan vi beräkna hur mätbara storheter för vattendynamiken (t ex., upptag, evapotranspiration mm) varierar över tiden med skiftande väder och förändrade växtegenskaper (t ex bladyta). Lite grovt kan vi säga att i kap 4 gavs en statisk beskrivning av hur transporterna sker, dvs hur transporten sker i ett visst ögonblick. I de simulerade exemplen där SPAC modellen användes (t ex fig 4.1) gavs dock en dynamisk bild. I modellen löstes dessa enskilda ekvationer i varje enskilt ögonblick, givet det väder mm som rådde i detta ögonblick. Därefter, i nästa ögonblick (i detta fall nästa minut), beräknades transporterna utgående från de nya förutsättningarna vilka till en del berodde på resultaten från beräkningarna från föregående ögonblick (t ex vatteninnehåll i mark och växt). Förutsättningar hade också ändrats på att väderförhållandena har ändrats.

Det dynamiska förloppet kan åskådliggöras med hur vi beräknar förändringen i växtens vatteninnehåll. Under en minut förlorar den lättillgängliga poolen den beräknade transpirationen per sekund ( $E_T$ ; ekv 4.8) multiplicerat med 60 sekunder ( $\delta t$ ):  $\delta m_v = - E_T \delta t$ .

Från tiden  $t_1$ , t ex  $10^{05}$  till tiden  $t_2$  en minut senare ( $10^{06}$ ) minskar den lättillgängliga poolen så att vid tiden  $t_2$  gäller:

$$m_v(t_2) = m_v(t_1) + \delta m_v \quad 5.1$$

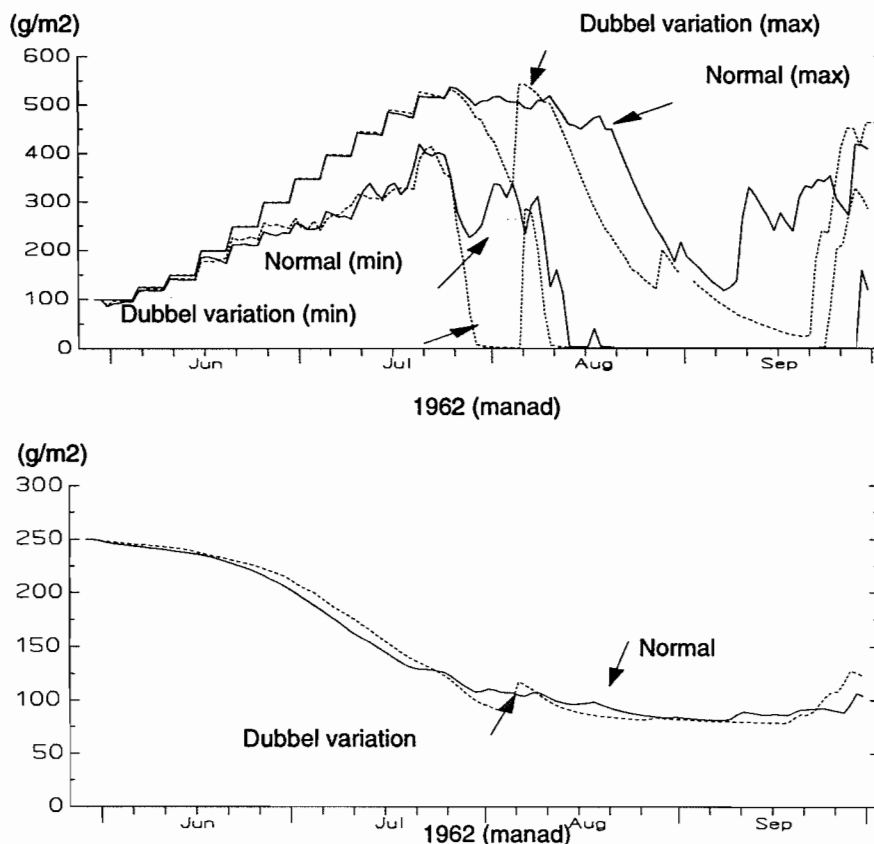
Den minskade mängden vatten i bladen orsakar att vattenpotentialen i bladen sjunker (se fig 4.5). Det skapas en skillnad i vattenpotential mellan marken och bladen och en kraft uppstår som skapar ett sug efter vatten från marken. Upptaget av vatten under nästa minut ( $10^{06}$  till  $10^{07}$ ) är då upptaget per sekund ( $F_U$ ; ekv 4.15) multiplicerat med 60 sekunder och vid tiden  $t_3$  har växtens vattenpool ökat igen:  $\delta m_v = + F_U \delta t$  och

$$m_v(t_3) = m_v(t_2) + \delta m_v \quad 5.2$$

I verkligheten, så väl som i modellen, sker inte transpirationen och upptaget vid olika tidsteg utan samtidigt under en och samma minut. Detta innebär att ändringen i vatteninnehållet ( $\delta m_v$ ) är skillnaden mellan upptag och transpiration. Korrekt uttrycker vi ändringen som en integral över det givna tidssteget vilken dock inte går att lösa analytiskt. Med hjälp av numeriska metoder (och datorn) kan dock integralen approximativt bestämmas genom att transpiration och upptag beräknas för de förhållanden som gäller i början av minuten. Sedan antas dessa flöden vara konstanta under hela minuten och vi har att  $\delta m_v = (F_U - E_T) \delta t$  (ekv 4.2).

Den här typen av modeller började utvecklas på 70-talet och modellen som används i denna kurs utvecklades först för sojabönor i Australien av Kowalik & Turner (1983). Sedan har den vidareutvecklats för energiskog (Salix) av Kowalik & Eckersten (1984). Den har bl a används på raps (brassica) (Burujeny, 1992) och på gran (Cienciala m fl, 1994). Den här typen av modeller används också för att bedöma effekter av framtida klimatförändringar på avdunstning från bevuxen mark. Ett sätt att representera en möjlig klimatförändring är att använda en sk vädergenerator (se t ex Racsko m fl 1991). En vädergenerator är en modell som beskriver hur olika väderelement förhåller sig till varandra. T ex om temperaturen är hög kan sannolikheten för att det är mulet vara mindre än om temperaturen är låg. Detta beror dock också på andra faktorer såsom potentiell solinstrålning, mm. Modellen baserar

sig på statistiska funktioner för dessa samband, dvs ej på mekanistiska funktioner som t ex de globala vädermodellerna (GCM-modeller, General Circulation Models, se t ex Giorgi & Mearns, 1991). GCM modellerna beräknar klimatet med beaktande av hur klimatutvecklingen är på en global nivå och kan inte förutse klimatvariablerna med den rumsliga noggrannhet som krävs för att studera enskilda fält. En vädergenerator brukar då användas för att "skala ned" GCM modellernas utsagor om större ytor (regioner) till fältnivå (se t ex Barrow & Semenov 1995). För en given plats kalibreras modellen (de statistiska sambanden) för en 30 års period. Sedan kan man anta nya förutsättningar för de kommande 30 åren, t ex att temperaturen kommer att öka med ett visst antal grader, eller att nederbörden kommer mer ojämnt, mm. Antag sedan att de kalibrerade sambanden mellan de olika väderelementen består (kan diskuteras dock). Då kan vädergeneratoren generera realistiska väderförändringar. Genom att använda dessa förändrade väderdata som drivvariabler till SPAC modellen kan man t ex studera hur vattenförhållanden i växt och mark kommer att påverkas av en ökad förekomst av torrperioder utan att mängden nederbörd ändras.



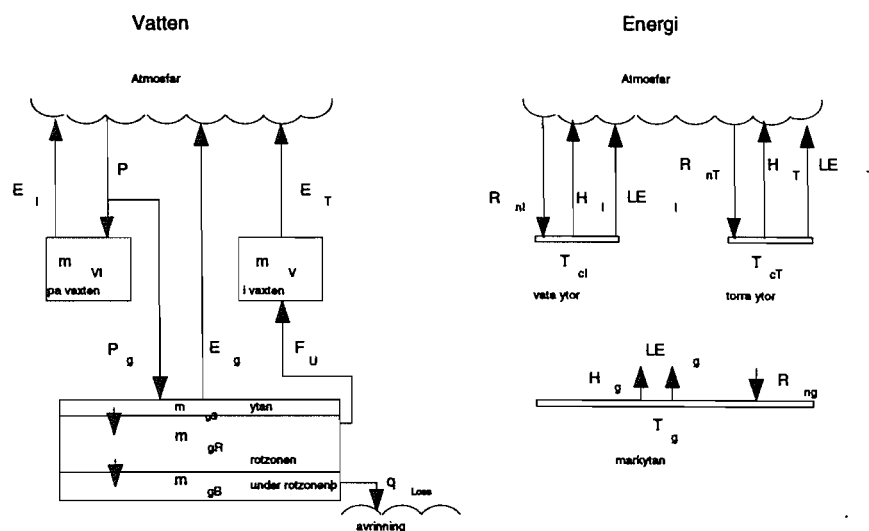
**Figur 5.1a, b.** Simulerat lättillgängligt vatten i en Salixgröda (a) och vatten i rotzonen (b) för normalt klimat i Rothamstedt (heldragen linje) och en dubbelning av variationen i nederbörd (streckad linje). Med max respektive min avses det högsta respektive minsta värdet under dygnet. Väderdata har beräknats av E Barrow, M Hulme och M Semenov (1994; Barrow & Semenov 1995) m h a en vädergenerator (LARS-WG; Racsko m fl 1991). Värdena representerar perioden juni-sept slumpvis utvald ur en 30-års period. Simuleringen är gjord med SPAC-modellen och parameteriseringen av grödan och marken är preliminär.

I fig 5.1 har vatteninnehållet i ett Salixbestånd simulerats för en beräknad variation av klimatet i sydvästra England. Bladverkets kapacitet att lagra vatten ökar i början av sommaren i och med att bladytan ökar (LAI ökar från ca 1 till 6). Bladyteökningen orsakar också att avdunstningen ökar och så småningom uppstår vid middagstid vattenbrist i växten. Markvattenförrådet minskar ända till mitten av september då tillförseln via nederbörd börjar överstiga förlusterna via avdunstning. Den ökade variationen i nederbörd orsakar små relativa förändringar i markvattenhalterna men stora förändringar i växten.

Modellen (fig 5.2) består av fem pooler för vatten i systemet mark-växt-atmosfär. Växten representeras av två pooler: vatten i växten som är tillgängligt för avdunstning ( $m_v$ ) och vatten på vegetationsytorna (intercepterat regn,  $m_{vI}$ ). Marken delas upp i tre olika skikt så att avdunstning sker från ett översta tunt skikt, rotupptag från ett tjockt mellan skikt och avrinning från ett skikt under rotzonen (se vidare Eckersten 1995). Markskikten kommunicerar med varandra dels genom infiltration av vatten från ovanliggande skikt i händelse av att vatteninnehållet i detta skikt är större än dess lagringskapacitet (ekv 4.3), dels genom kapillär upptransport mellan skikt med olika vattenpotential.

Flödena till och från dessa pooler simuleras för varje minut. Tillförsel av vatten till systemet sker till vegetationsytorna genom att regn fastnar på blad och grenar och till marken genom det regn som ej intercepterats på bladen. Regnet är en drivvariabel (ett randvillkor, - se vidare kap 5.1). Bortförseln av vatten från poolerna sker genom avdunstning vilket kräver energi. För att veta förutsättningarna för avdunstning (se t ex ekv 4.8) krävs värden för varje minut på globalstrålning, nettostrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet. Dessa tillsammans med regnet utgör drivvariablerna (angående deras definitioner se kap 7 och 8). Med energibalansen som villkor simuleras temperaturerna för de respektive avdunstningsytorna (se t ex ekv 4.11).

Simulerade värden (t ex vattenflöden) uttrycks per markyteenhet ( $m^2$ ) och symboliserar summan av alla värden för denna yta. Växtens och markens egenskaper samt modellens drivvariabler uttrycks med värden som representerar en hel markyteenhet. Detta innebär t ex att även om olika blad har olika egenskaper för stomatamotståndet så uttrycks dessa med bara ett "genomsnittsvärde" som representerar hela lövverket ovanför en  $m^2$  markyta. Den simulerade transpirationen är alltså summan av all transpiration ovanför en  $m^2$  markyta. En utförlig beskrivning av modellen återfinns i Eckersten (1995).

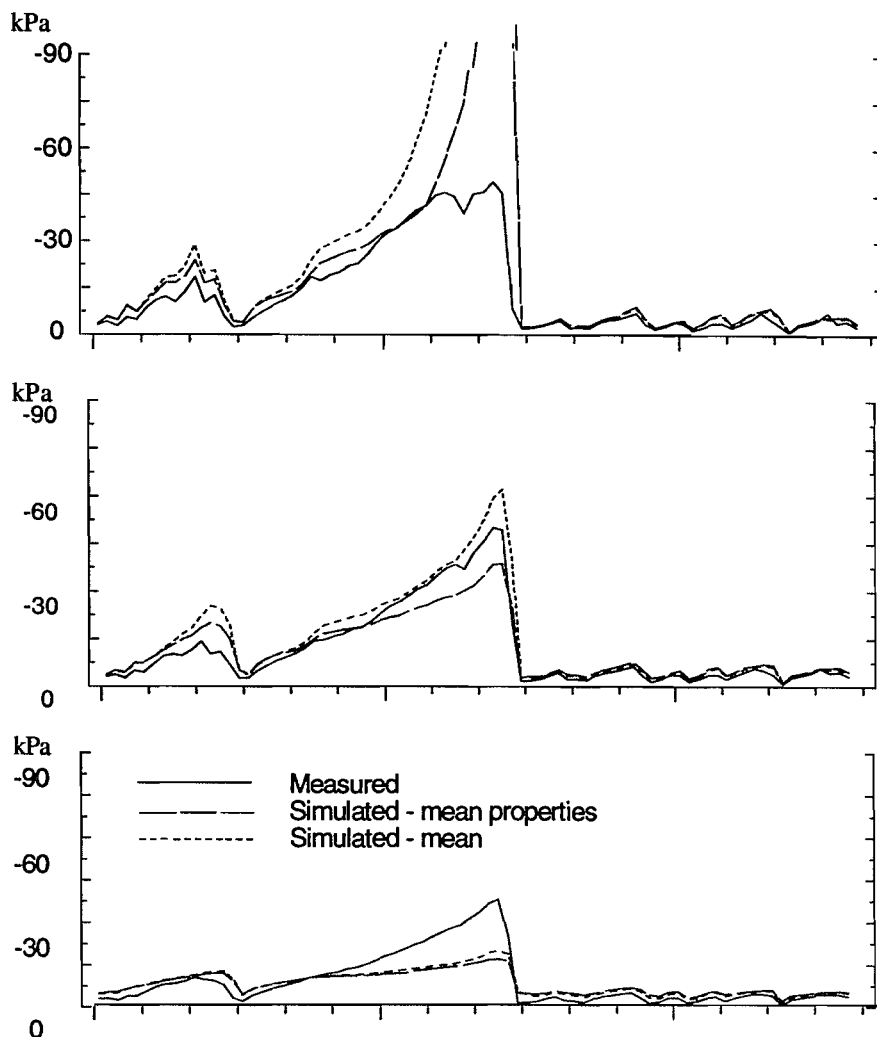


**Figur 5.2.** Schematisk beskrivning av SPAC modellen. Heldragna linjer är flöden av vatten och energi. För förklaring av symboler, se Symbolista (Efter Eckersten 1995).

Jämfört med beskrivningen av enskilda processer i andra kapitel av detta kompendium så görs det några förenklingar i SPAC modellen. Markyteavdunstningen beräknas utifrån energibalansen för markytan utan att vi beaktar lagringen av värme i marken (jmf kap 9). Avrinningen plus perkolationen utgör den mängd vatten som överstiger lagringskapaciteten. Ett mer noggrant beräkningssätt för markyteavdunstningen och avrinningen liksom flöden och lagring i markens inre behandlas i en annan modell, SOIL-modellen (Jansson 1991; se också MACRO-modellen, Jarvis 1991).

### 5.3 Simulerade och uppmätta värden

De flesta av de tillstånd som simuleras av SPAC-modellen kan mätas fysiskt. Genom att anpassa modellens indata till den aktuella platsen (vilket är en arbetskrävande uppgift) och sedan jämföra simuleringsresultaten med mätningar kan modellen testas och utvecklas. *Vattenpotentialen i marken* är en av dessa variabler. I fallet med SPAC-modellen har denna jämförelse inte varit vanlig ty modellens markdel är starkt förenklad. I stället har mer detaljerade markmodeller använts såsom SOIL-modellen (Jansson, 1991) där skiktindelningen grundar sig på markens fysikaliska egenskaper och varje skikt har sitt speciella förhållande mellan vattenpotential och vattenhalt (sk pF-kurva, se ekv 4.16-17 och fig 4.6). I dessa fall avser mätningarna oftast vattenpotentialen i rotzonen ( $\psi_g$ ). Vattenpotentialmätningar under rotzonen kan användas för uppskattning av rotdjupet. I fig 5.3 visas ett exempel för ett fånggrödebestånd i södra Sverige. I det nedersta lagret ser vi hur upptorkningen underskattats av simuleringen vilket bl a kan bero på en eventuell felskattning av rotupptaget. Vattenpotentialen simulerad med SOIL modellen kan användas som drivvariabel till SPAC modellen, vars markdel då ej behövs.

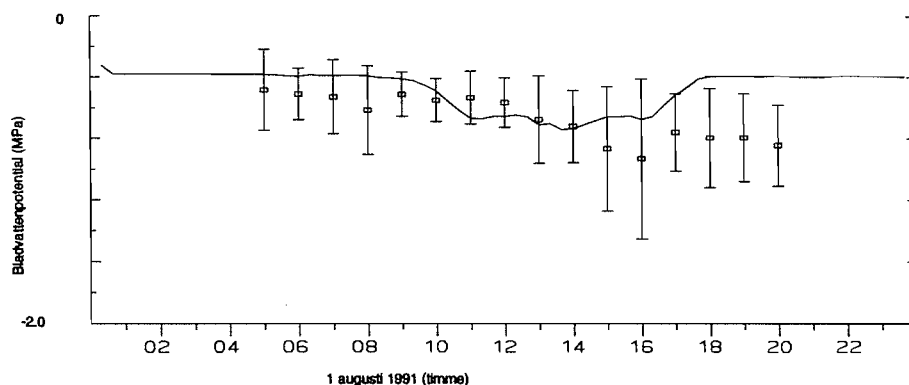


**Figur 5.3.** Markvattenpotential (kPa) simulerad (streckade linjer; SOIL-modellen) och mätningar (heldragen linje) på olika djup (5, 10 och 20 cm) i ett fånggrödebestånd i Mellby (Halland) under perioden 1 september till 30 november 1992. Med "mean" avses medelvärde av åtta olika simuleringar för olika delar av fältet. Med "mean properties" avses en simulering med parametrar som beräknats som medelvärde av parametervärden för åtta olika platser av fältet. (Efter Lewan & Jansson 1996).

I växten mäts *vattenpotentialen i bladen* ( $\psi_c$ , fig 5.4). Ofta är det värdet på morgonen innan soluppgången som fokuseras eftersom det antas avspegla markförhållandena. Upptaget är vid den tiden litet (se fig 4.4) p g a att drivkraften är liten, dvs vattenpotentialskillnaden mellan blad och mark är låg (ekv 4.15). Vattenpotentialmätning på dagen är svår tolkad eftersom den varierar med hur mycket vatten som finns i växten (se fig 4.5), vilket i sin tur beror på upptag och transpiration (ekv 4.2), som i sin tur beror på väderförhållandena (ekv 4.8). M h a SPAC-modellen kan dock variationen i vattenpotential ge värdefull information om växtens egenskaper. Figur 5.4 nedan visar en sådan jämförelse för en rapsgröda. Fram till mitten av eftermiddagen kan de uppmätta vattenpotentialerna relativt väl förutses av modellen. Därefter återhämtar växten sin vattenstatus betydligt bättre i

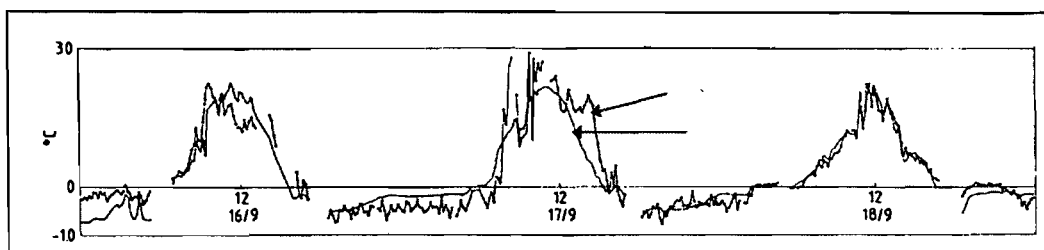


modellen än vad mätningarna visar. Skälet till detta kan vara att motståndet för upptaget av vatten är för litet i simuleringen (ekv 4.15, fig 4.7) och/eller att uttorkningen av marken underskattats (för lite avdunstning eller fel förhållande mellan vattenpotential och vattenhalt i marken, fig 4.6).



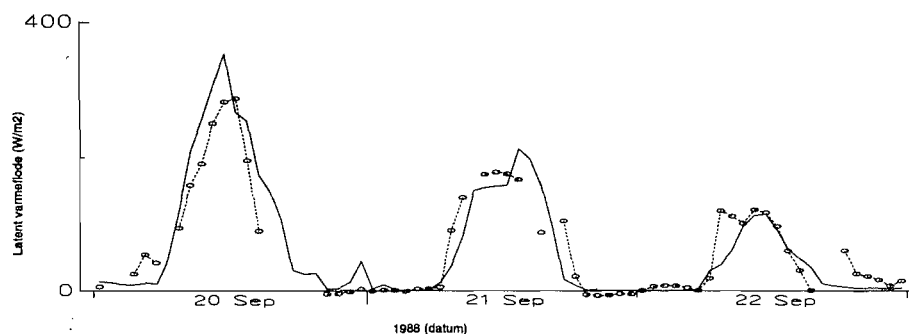
**Figur 5.4.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) bladvattenpotential hos ett rapsbestånd i Uppsala. Osäkerhetsintervallet kring medelvärdet anger 95% konfidensintervall. (Efter data från Burujeny 1992).

Bladytetemperaturen är den tillståndsvariabel som är en direkt konsekvens av energiflödena (ekv 4.11). I SPAC-modellen erhålls nettostrålningen från mätningar och är indata till modellen, dvs den är ej ett resultat av simuleringarna. De latent och sensibla värmefflödena simuleras däremot. Från mätningar av vattenångeflöde kan man beräkna det latent värmefflödet (se t ex ekv 4.8). Det återstår alltså att mäta termen för det sensibla värmefflödet för att erhålla en fullständig bestämning av alla termer i bladens energibalans ekvation (ekv 4.5 och 4.11). Det sensibla värmefflödet är proportionellt mot *temperaturskillnaden mellan blad och luft* (H, ekv 4.10, se också ekv 8.3). Denna skillnad mäts ofta direkt, istället för att mäta två temperaturer (bladens och luftens) och sedan beräkna skillnaden mellan dem. Antag att det aerodynamiska motståndet (ekv 4.9) är beräknat tillräckligt korrekt, då är temperaturskillnaden ett bra mått på det sensibla värmefflödet (ekv 4.10). Figur 5.5 visar på en jämförelse mellan simulerad och mätt temperaturskillnad för ett energiskogsbestånd. Den soliga dagen (17/9) är den uppmätta temperaturskillnaden högre än den simulerade vilket kan bero på att solstrålarna har nått temperaturgivarna, som då absorberar strålningen och erhåller en temperatur som är högre än bladens. Simuleringen kan här vara mer tillförlitlig än mätningarna.



**Figur 5.5.** Simulerad (lång pil; SPAC-modellen) och mätt (kort pil) temperaturskillnad mellan blad och omgivande luft för ett *Salix*bestånd i Uppsala 16-18 september 1982 (Efter Eckersten 1986).

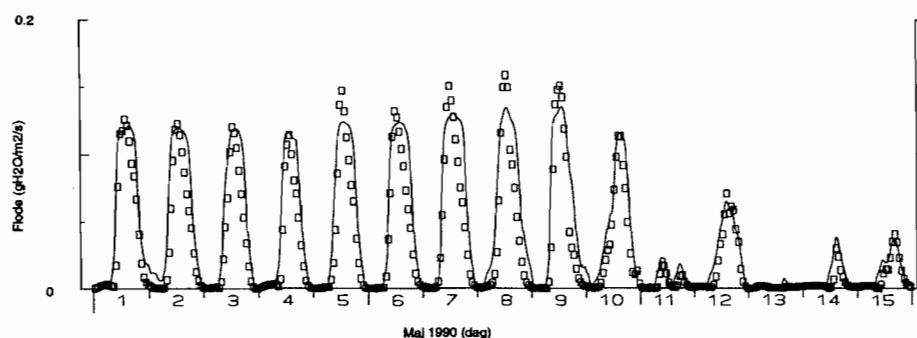
Flöden är ofta svåra att mäta jämfört med tillstånd. Flödena som simuleras i SPAC-modellen, upptaget och olika typer av avdunstningar (transpiration, interceptions och markavdunstning), är dock möjliga att mäta. Med mikrometeorologiska mätningar (se vidare kap 8) mäts vattenångeflödet som motsvarar den totala avdunstningen, dvs *evapotranspirationen* (se t ex Lindroth & Halldin 1990). För ett slutet bladverk (LAI är ungefär 5 eller större) kan man dock anta att den huvudsakliga mängden vattenånga kommer från bladen, dvs vi kan anta att markyteavdunstningens bidrag i avdunstningsmätningarna är försumbart eller kan uppskattas relativt enkelt. För ett torrt bladverk ger då mätningarna ett värde på transpirationen ( $E_T$ , ekv. 4.8) och om bladverket är helt vått efter ett omfattande regn är mätningen ett mått på interceptionsavdunstningen ( $E_I$ , ekv 4.18). I september månad har ett energiskogsbestånd med fleråriga skott ett slutet lövverk och mätningarna går att tolka enligt ovan. I fig 5.6 ser vi hur det simulerade latent värmeflödet överskattar evapotranspirationen en solig dag (20/9). Den dagen kan transpirationen antas vara den helt dominerande avdunstningsformen, och eventuellt har stomatamotståndet hos växten underskattats. De påföljande, mer mulna dagarna underskattar simuleringarna evapotranspirationen på förmiddagarna. Det har regnat på kvällen mellan den 20/9 och 21/9. Vi kan alltså anta att också interceptionsavdunstning ger ett betydande bidrag till evapotranspirationen den 21/9. I simuleringen verkar dock avdunstningen ha överskattats under tiden då regnet föll på natten (ekv 4.8) och underskattningen påföljande förmiddag kan vara en konsekvens av detta.



**Figur 5.6.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) latent värmeflöde från ett *Salix*bestånd i Uppsala. Regn föll på kvällen den 20/9. Mätningarna av vattenångeflödet och drivdata är gjorda av Anders Lindroth och medarbetare (SLU, Uppsala).

*Upptaget* i träd brukar uppskattas med mätningar av vattenflödet inne i stammen. Förutsättningarna för att dessa mätningar ska vara jämförbara med det simulerade upptaget ( $F_U$ , ekv. 4.15) är bl a att det lättillgängliga vattnet som används av transpirationen ( $m_v$ , ekv. 4.2) är beläget ovanför den nivå där mätningen skett. Mätningen utförs så att en värmekropp ("värmeelement") stoppas in i stammen (för små stammar som t ex *Salix*skott så omsluter värmekroppen stammen). Värmekroppen kommer att avkylas av det förbipasserande vattnet och vattenflödet är relaterat till hur stor avkylningen är. Avkylningen försöker man eliminera genom att tillföra energi så att värmekroppens temperatur är konstant. Mängden tillförd energi blir ett mått på vattenflödet (Cermák m fl 1992).

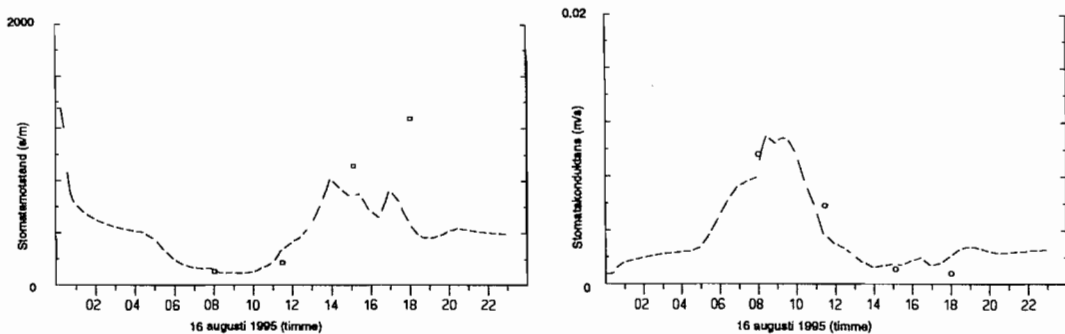
Avdunstningsmätningarna i figur 5.6 representerar ett stort ytområde och ger värden på ett flöde per ytenhet mark, dvs samma enhet som de simulerade värdena representerar. Men mätningarna av upptaget representerar en växt som tar vatten genom rötter med en okänd horisontell utbredning. För att få ett säkert mått på markytbasis, som går att jämföra med det simulerade upptaget, krävs att flödet mäts för ett flertal träd. Det nedanstående exemplet från ett granbestånd i södra Sverige visar mätningar från endast två träd (fig 5.7). För att kunna jämföra med simuleringen har trädens relativa betydelse för hela beståndets upptag skattats. Jämförelsen visar att modellen mycket väl kan förutse förändringar i upptaget orsakat av att det soliga vädret ändras till mulet och regnigt väder (10-15 maj). För de soliga dagarna finns det en genomgående tendens att upptaget överskattas på eftermiddagarna. Mätningarna visar att upptaget sjunker snabbare vilket kan tyda på att simuleringen överskattar motståndet för vattenflöde i mark och växt eller underskattar drivkraften för upptaget (dvs underskattar vattenpotentialminskningen på dagen; se ekv 4.15). Underskattningen av höga upptag mitt på dagen kan eventuellt förklaras av samma skäl.



**Figur 5.7.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) vattenupptag för två 25-åriga granar i Skogaby (Halland) (Data efter Cienciala m fl 1994).

Motstånd är inte enbart indata (parametrar) till modellen. Vad avser mark-rotmotståndet så beror det på vattenpotentialen i marken (ekv 4.17, fig 4.7) och därmed simuleras dess värde av modellen. Likadant är det med *stomatamotståndet* i de fall det beror på bladens vattenpotential ( $r_c$ , se ekv 4.8 och kap 6). Nedan visas ett exempel på en sådan jämförelse för granar som växt under ozon-påverkan i en s k "open top chamber". Ofta visar man stomatakonduktansen (som är det inverterade

värdet av motståndet) därför att det relativa felet i konduktansberäkningen bättre speglar det relativa felet i transpirationen än vad motsvarande värde för motståndet gör. T ex är motståndet kl 15 ganska mycket underskattat i simuleringen men detta motsvarar endast en liten överskattning av konduktansen och därmed transpirationen. Det motsatta gäller för mätningen kl 11<sup>30</sup>.

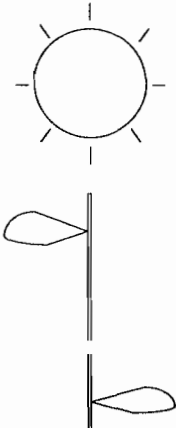
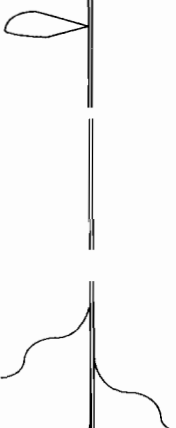



**Figur 5.8a och b.** a) Stomatamotståndet ( $r_s$ , i ekv 4.8) hos unga granplantor i Östad (Västergötland) simulerat (linje; SPAC-modellen) som funktion av infallande strålning, ångtrycksdeficit samt markens och barrrens vattenpotential. Mätningarna (punkterna) och drivdata till simuleringarna är gjorda av Per-Erik Karlsson, Institutet för Vatten och Luftvårdsforskning (IVL, Göteborg). b) Stomatakonduktansen beräknad som inversen av värdena i figur a.

Normalt sett har endast någon av de ovan angivna variablerna mätts för ett bestånd. I dessa fall kan inte experimenten utgöra någon fullständig test på SPAC-modellens giltighet eftersom testet måste utgå från information från andra experiment. Ju fler av dessa variabler som mäts samtidigt för ett och samma bestånd, desto större är möjligheten till en bra test på SPAC-teorins giltighet. Antalet rimliga parameterkombinationer som kan ge bra anpassning för alla variabler blir få, om ens någon. I det senare fallet är teorin falsifierad och måste ändras. I verkligheten falsifierar eller verifierar man inte i så strikta termer, utan istället bestäms till vilken grad modellen kan simulera de observerade värdena. Under en viss anpassningsgrad kan modellen antas vara falsifierad. Notera dock att falsifieringen kan enbart göras om den dåliga överensstämmelsen med mätningar inte kan förklaras med osäkerheter i indata (drivvariabler och parametrar). För att nå därhän måste mycket ansträngning läggas på att bestämma indata korrekt. För modellformuleringens del innebär detta krav att indata ska vara mätbara och ej för många till antalet.

## 5.4 Sammanfattning

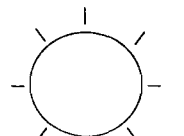
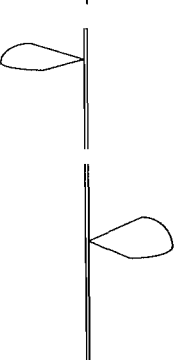

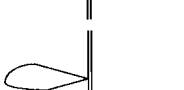


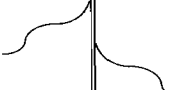
**Tabell 5.1.** Kortfattad beskrivning av vattnets tillstånd och transport från mark genom växt till atmosfär

	Vattnets energitillstånd	Vattenflöden	Beräkning	Ekvation
	Relativa luftfuktigheten är låg (ångtrycksdeficitet är högt)	Transpiration; fasomvandling vatten till vattenånga	Drivs av skillnaden i ångtryck mellan blad och atmosfär	$E_T = k(e_{cs} - e_a)/(r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$ (se ekv 4.8)
		Bladen förlorar vatten		$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ (ekv 4.2)
	Vattenpotentialen i bladen är lägre än i marken	Vattenpotentialen sjunker	Vattenpotentialen minskar linjärt med vatteninnehållet	$\psi_c = f(m_v)$ (se fig 4.5)
		Upptag av vatten från marken	Drivs av skillnaden i vattenpotential mellan mark och blad	$F_U = (\psi_g - \psi_c)/(r_g + r_p)$ (ekv 4.15)
		Nederbörd (minus interception) tillför vatten till marken. Marken förlorar vatten genom upptag, markyteavdunstning och avrinning.		$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ (ekv 4.4)
	Vattenpotentialen i marken är relativt hög och bestäms av vattenhalten	Marken förlorar lite vatten relativt sett sitt totala innehåll	Vattenpotentialen sjunker fortare när det blir successivt torrare	$\psi_g = f(m_g)$ (ekv 4.16-17, fig 4.8)

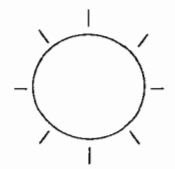
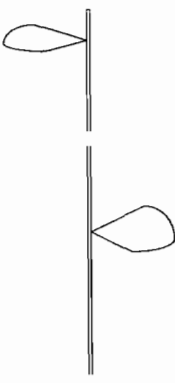
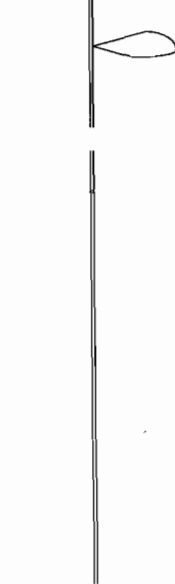
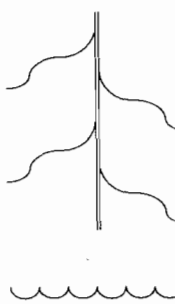
**Tabell 5.2.** Faktorer som styr vattnets flöden och tillstånd

	<b>Ekvation</b>	<b>Faktor [Kapitel]</b>
		$R_n$ = Nettostrålningen beror på globalstrålningen [7] $T_a$ = Lufttemperaturen påverkar värmeflödena i energibalansen [4] $e_a$ = Aktuellt ångtryck, beror på relativ luftfuktighet och lufttemperatur ( $e_a = h_a e_s(T_a)$ ) [8] Vindhastigheten påverkas av vegetationens struktur [8]
	$E_T =$ $k(e_{cs} - e_a)/(r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	$e_{cs}$ = Mättnadsångtryck i bladen, beror på bladens temperatur ( $T_c$ ). $T_c$ bestäms av energibalansen ( $R_{nc} - LE_T - H_T = 0$ ) [4]. Energibalansen beror på lövverkets strålningsbalans ( $R_{nc}$ ) [7] $r_a$ = Aerodynamiskt motstånd, beror på vindhastigheten [8] $r_c$ = Stomatamotstånd [4, 6]
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$	
	$\psi_c = f(m_v)$	$\psi_c$ = Vattenpotentialen är proportionell mot mängden lättillgängligt vatten [4, fig 4.5]
	$F_U =$ $(\psi_g - \psi_c)/(r_g + r_p)$	$r_p$ = Motstånd i växten [6] $r_g$ = Motstånd från marken till rotytan. Ökar när vattenpotentialen i marken sjunker [4, fig 4.7]
	$\delta m_g =$ $(P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$	$P_g$ = Nedbörd till marken, beror på interception [4, ekv 4.20] $E_g$ = Markyteavdunstning, beror på ytans temperatur som beror på markytans energibalans [9]. Energibalansen beror på markytans strålningsbalans [4, 7]. Atmosfäriskt utbyte vid markytan beror på luftförelser i lövverket [8]
	$\psi_g = f(m_g)$	$\psi_g$ = Vattenpotentialen är starkt beroende av vattenhalten. Beroendet varierar med marktyp [4]

**Tabell 5.3.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att lufttemperaturen ( $T_a$ ) ökar (relativa luftfuktigheten antas vara oförändrad)

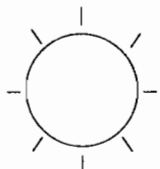
	Ekvation	Effekter
	$E_T = k \cdot (e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	<p>a) Mättnadsångtrycket i atmosfären ökar (<math>e_s = f(T_a)</math>)</p> <p>b) Aktuella ångtrycket i atmosfären ökar (<math>e_a = h_a e_s</math>) dock alltid mindre än mättnadsångtrycket i atmosfären (<math>h_a &lt; 1</math>)</p> <p>c) Bladens temperatur ökar (energibalansen, ekv 4.11) och därmed också mättnadsångtrycket i bladen (<math>e_{cs} = f(T_c)</math>)</p> <p>d) (b) och (c) innebär att drivkraften för transpirationen (<math>e_{cs} - e_a</math>) ökar.</p> <p>e) (a) och (b) innebär att ångtrycksdeficitet ökar (<math>vpd = e_s - e_a</math>) vilket ger att stomatamotståndet ökar.</p> <p>f) (d) och (e) innebär att både drivkraften och motstånd för transpirationen ökar, simulering visar nettoeffekt.</p>
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$	<p><u>Följdieffekter om transpirationen ökar:</u></p> <p>Mängden vatten i bladen minskar</p>
	$\psi_c = f(m_v)$	<p>Vattenpotentialen i bladen minskar (mer negativ). Detta kan orsaka att stomatamotståndet ökar</p>
	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	<p>Drivkraften (vattenpotentialskillnaden) för upptaget ökar Upptaget ökar</p>
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$	<p>Mängden vatten i marken minskar p g a både den ökade transpirationen och den ökade markyteavdunstningen (<math>E_g</math> ökar som en direkt effekt av temperaturhöjningen).</p>
	$\psi_g = f(m_g)$	<p>Vattenpotentialen i marken minskar. Angående återkopplingar se Tabell 5.4</p>

**Tabell 5.4.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att relativa luftfuktigheten ( $h_a$ ) minskar

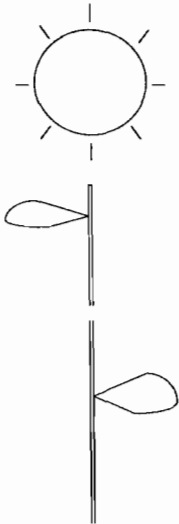

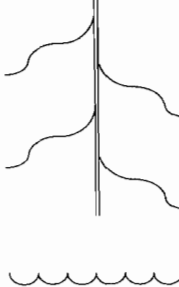
	Ekvation	Effekter
		a) Aktuella ångtrycket i atmosfären minskar ( $e_a = h_a e_s$ )
	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	b) (a) orsakar att drivkraften för transpirationen ökar ( $e_{cs} - e_a$ ) c) (a) orsakar att också ångtrycksdeficitet ökar ( $vpd = e_s - e_a$ ) och därmed ökar också stomatamotståndet (effekten troligen liten) d) (b) och (c) orsakar ökad drivkraft och ökat motstånd för transpirationen. simulering visar nettoeffekten.
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$ $F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	Följdeffekter: se Tabell 5.3. Återkoppling: Ökning i transpiration dämpas av den effekt den har på energibalansen. Bladytetemperaturen minskar och därmed också mättnadsångtrycket (kap 8) och därmed drivkraften för transpirationen ( $e_{cs} - e_a$ )
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ $\psi_g = f(m_g)$	Återkoppling: Ökning i transpiration kan dämpas av den minskning i markvattenpotential detta orsakar. Minskad markvattenpotential ökar motståndet i marken och därmed mark-rotmotståndet ( $r_g$ , fig 4.7). Blir mark-rotmotståndet stort hämmas upptaget och mängden lättillgängligt vatten i växten blir litet. Vattenpotentialen i bladen sjunker (fig 4.5) vilket kan orsaka ökning av stomatamotståndet, alternativt tar i stort sett allt lättillgängligt vatten slut. Transpirationen minskar p g a av den dåliga tillförseln av vatten till bladen. Transpirationen är nu ej direkt begränsad av väderförhållandena (se ekv 4.10) utan av upptaget som beror på markens och växtens förmåga att transportera vatten upp till bladen. Vissa modeller (t ex SOIL modellen, Jansson 1991) använder en fördefinierad sk kritisk markvattenpotential för när denna situation inträder.  (a) Orsakar att markyteavdunstningen ökar



**Tabell 5.5.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att vindhastigheten ( $u$ ) ökar

Ekvation	Effekter
	a) Vindhastigheten ökar och därmed också turbulensen
$E_T = k(e_{cs} - e_a)/(r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	b) (a) orsakar att aerodynamisk motståndet minskar (ekv 4.9, se kap 8) c) (b) orsakar att transpirationen (och latent värme flödet) ökar därför att vattenångemolekyler transporteras bort lättare från bladen. d) (b) orsakar att det sensibla värme flödet ökar därför att luftmolekyler i allmänhet transporteras bort lättare från (alternativt till) bladen ( $H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a$ ) d) (b) och (c) innebär att energi lättare transporteras bort (alternativt till) bladen. Bladens strålningsbalans är dock oförändrad (approximativt) och enligt energibalansen (ekv 4.5) ska summan av det latent och sensibla värme flödet förbli konstant. Båda kan alltså inte öka. e) För det sensibla värme flödet är det aerodynamiska motståndet det enda motståndet. För det latent värme flödet tillkommer stomatamotståndet (om lövverket är torrt). Detta innebär att minskningen i det aerodynamiska motståndet har relativt sett störst betydelse för det sensibla värme flödet. Det sensibla värme flödet ökar. Enligt energibalansen (d) måste då det latent värme flödet (transpirationen) minska.
$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$ $F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	<u>Följefeffekter och återkopplingar:</u> se Tabellerna 5.3 och 5.4
$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ $\psi_g = f(m_g)$	

**Tabell 5.6.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att det regnar mer (P ökar)

Ekvation	Effekter
	<p>Tillsammans med regnökningen sker normalt en sänkning av temperaturen och en ökning av den relativa luftfuktigheten. Effekterna av liknande ändringar återfinns i Tabell 5.3 och 5.4. Nedan görs en analys av effekterna av själva tillförseln av regnvattnet till mark och växt.</p>
$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	<p>a) Större andel av bladens ytor blir blöta och färre stomata öppningar är fria för transpiration, dvs stomatamotståndet per markyteenhet (<math>r_c</math>, se ekv 6.1 och kap 4.5) ökar.</p> <p>b) En mindre andel av den strålningsenergi som absorberas av lövverket är tillgänglig för transpiration och en större andel går till de våta ytorna (kap 4.5)</p> <p>c) Både (a) och (b) orsakar en minskad transpiration. Om regnökningen är kopplad till en intensitetsökning (mer regnskurar orsakar krondropp) så blir effekten inte så stor som om den är kopplad till en intensitetssänkning. Ökat krondropp gör att en mindre andel av regnökningen interceperas på bladen.</p>
	<p>d) Mer vatten når markytan (<math>P_g</math>, ekv 4.20) och markvattenhalten ökar (effekten blir mindre i händelse av en intensitetssänkning).</p> <p>e) (d) orsakar att markyteavdunstningen (<math>E_g</math>) ökar</p>
$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$ $F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	<p>f) (d) orsakar att markvattenpotentialen (<math>\psi_g</math>, fig 4.6) ökar. Drivkraften för upptaget ökar och motståndet för transport i marken (<math>r_g</math>, fig 4.7) minskar. Upptaget (<math>F_U</math>) ökar och risken att transpirationen hämmas av för lite lättillgängligt vatten minskar.</p> <p>g) Mycket regn kan orsaka att avrinningen (<math>q_{Loss}</math>) ökar</p>
	
$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ $\psi_g = f(m_g)$	

## 5.5 Räkneuppgifter för vattentransport Mark-Växt-Atmosfär

Svar återfinns i Appendix

5.1)

Beräkna ändringen av vatteninnehållet i lövverket i ett Salix-bestånd från tiden  $10^{01}$  till  $10^{03}$ , en solig sommardag.

Lufttemperaturen ökar från 20 till 21°C under den första minuten samtidigt som luftfuktigheten minskar från 70 till 66%. Vindhastigheten 2 m ovanför beståndet är under hela perioden 2 m/s. Markvattenhalten är hög.

Beståndets höjd är 3 m och bladyteindex är 5. Mängden lättillgängligt vatten i bladen är kl  $10^{01}$  80 g per  $m^2$  bladyta. Maximalt kan denna mängd vara 100 g/ $m^2$  och då är vattenpotentialen 0. Bladens vissningsgräns är vid bladvattenpotentialen lika med -2 MPa. Stomatamotståndet per bladytenhet är 250 s/m och motståndet för vattentransport från rotytan till bladen är 10 MPa s  $m^2$  g<sup>-1</sup>. Båda två är oförändrade under perioden.

Antag för enkelhets skull att bladens temperatur är densamma som luftens.

5.2)

Betrakta enbart den första minuten. Uppskatta felet i beräkningen av transpirationen orsakad av att du antog att bladens temperatur är densamma som luftens temperatur. Nettostrålningen för lövverket är 300 W/ $m^2$ . Om du inte vet hur du ska räkna ut detta så kan du följa stegen nedan.

a) Beräkna bladytans temperatur för det fall transpirationen är den du beräknade i 1)

b) Beräkna transpirationen om bladens temperatur är den du beräknat i a)

c) Beräkna bladytans temperatur för det fall transpirationen är den du beräknade i b)

d) Beräkna transpirationen om bladens temperatur är den du beräknade i c). Du bör nu ha en ungefärlig uppfattning om hur stor bladytans temperatur är och hur mycket du felbedömde transpirationen genom att anta att bladens temperatur är densamma som luftens.

## 6. Vatten i växten

Växter består till största delen av vatten. Örter innehåller upp till 85% vatten medan träd innehåller väsentligt mindre beroende på andelen förvedade delar. Förbrukningen av vatten är mycket stor och en vanlig solig sommardag kan växterna transpirera i storleksordningen 5 mm dvs 5 kg vatten per m<sup>2</sup> markyta. Motsvarande tillväxt kan vara ungefär 20 g torrsvikt. Mängden vatten som passerar växten är alltså i storleksordningen 500 ggr större än mängden assimilat som bildas via fotosyntesen. Observerade värden för enskilda plantor är 200 - 600 ggr. Varför sker denna omfattande vattentransport?

**Tabell 6.1.** Vattenförlust genom transpiration i en planta under en tillväxt säsong. Efter Ferry, 1959

Växt	Transpiration (liter)
Cowpea ( <i>Vigna sinensis</i> )	49
Potatis( <i>Solanum tuberosum</i> )	95
Vete ( <i>Triticum aestivum</i> )	95
Tomat ( <i>Lycopersicon esculentum</i> )	125
Majs ( <i>Zea mays</i> )	206

Transporten måste ske av fem skäl. De två kvantitativt viktigaste är (i) att vatten går ohjälpligt förlorat när växten öppnar sina stomata för att kunna assimilera luftens koldioxid och (ii) att förhindra att bladen blir för varma genom att transpirationen är en energikrävande process som tar värme från omgivningen. De tre andra skälen kräver inga stora mängder vatten men är ändå nog så viktiga. Dessa tre är att (iii) saftspänningen (turgorn) måste upprätthållas för cellsträckningen vid tillväxt och för att ej förvedade växtdelar saknar "skelett", (iv) alla livsprocesser i växten behöver vatten och (v) vattenflödet används som transportmedel av olika ämnen mellan olika delar av växten.

### 6.1 Vattnets transport i växten

I det stora hela betraktas vattentransporten genom växten som en passiv process i den meningen att transporten inte kostar växten någon kemisk energi. Den drivande kraften härrör från att vattenångan i atmosfären har en mycket låg vattenpotential, vilket orsakar att vattnet i växten avdunstar och det uppstår en vattenpotentialskillnad mellan blad och mark (se kap 4). En förutsättning för att denna passiva process ska fungera är dock aktiva (energi krävande för växten) processer i växten. Rötterna spelar en aktiv roll i vattenupptagning. Potentialskillnaden mellan vattnet omedelbart utanför rotytan och vattnet i rotcellerna upprätthålls genom energikrävande kemiska

processer i cellerna. Cellerna driver och kontrollerar sin jonupptagning genom att bygga upp elektrokemiska potentialgradienter över cell- och vakuolmembraner samt genom speciella proteinsystem (eng. *carriers*). Rotcellernas respiration av fotosyntesprodukter från bladen ger energin till detta i form av ATP (se t ex fig 28-13 i Ferry 1959).

Alla joner och allt vatten tvingas genom endodermisceller innan de kan nå kärlsystemet och senare kronan. Växten har alltså en betydande (dock inte total) kontroll över vilka joner som kan komma in i växten. Vattentransporten kontrolleras indirekt genom de uppkomna potentialskillnaderna. Osmos orsakar en transport genom membranen och i riktning mot fallande potential. Förutsättningarna för att den aktiva jonupptagningen ska fungera är att roten har socker tillgängligt för ATP-bildningen, syre ( $O_2$ ) för rotandningen (respirationen) och att temperaturen inte är för låg.

Rötternas aktiva jonupptagning kan indirekt observeras på natten när vattenpotentialen i bladen ökar på grund av att transpirationen avtar eller upphör. Då kan rötterna upprätthålla en vattenpotentialgradient gentemot omgivningen och vatten fortsätta att tas upp. Det hydrostatiska trycket stiger i roten (vattenpotentialen stiger) och xylemvätskan pressas upp genom stammen och ut genom speciella ventiler i bladkanterna (hydatoder). Vid fuktiga väderförhållanden kan det bildas små droppar i kanterna av bladen - växten gutterar.

Växtens kärlsystem består av döda rör- eller spolförmiga ihåliga celler i vilken transporten sker på grund av potentialskillnader som skapats mellan avdunstningsytorna och roten. Ledningsbanornas celler har ofta en komplicerad struktur för att möjliggöra transport till höga höjder, vilket det kan bli fråga om i träd. Uppe i bladen är ledningsbanorna finfördelade så att vattnet passivt kan nå alla bladceller.

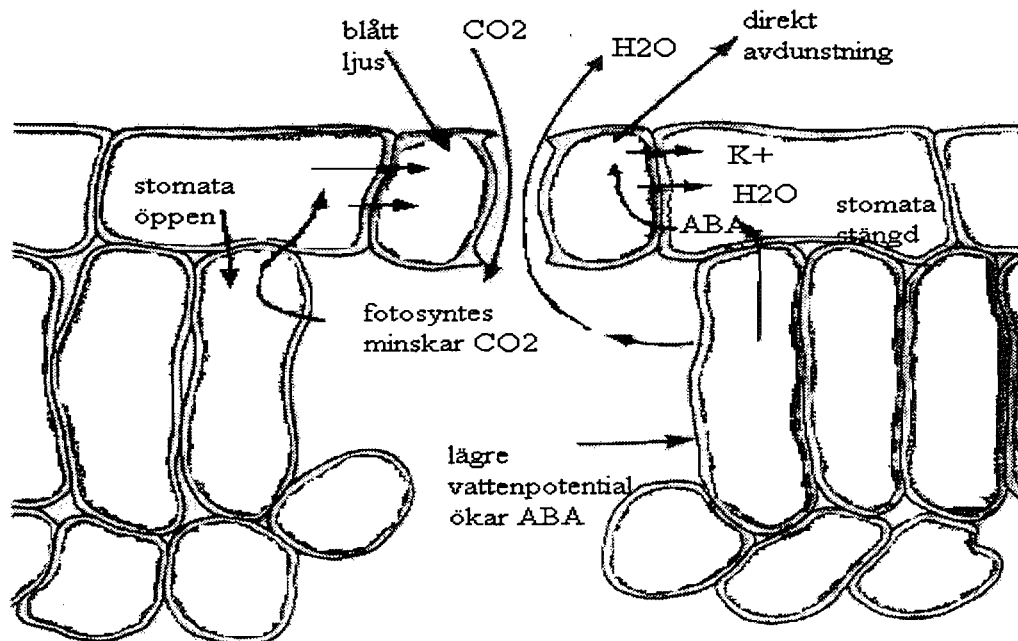
Bladens inre består främst av klorofyllrika celler som bildar pallissadparenkym och svampparenkym. Mellan cellerna finns luftfyllda intercellularer. Därmed blir cellernas yta mot luft 40-100 ggr större än bladets yttre yta. Den yttre ytan består av tätt packade epidermisceller som är täckta av en kutikula som består av vattenavstötande ämnen (kutin och vaxer). På detta sätt fungerar bladets yttre yta som ett hinder mot uttorkning. Men för fotosyntesen (och därmed tillväxt) krävs att koldioxid från luften tas in genom denna yta. Detta sker genom små klyvöppningar (stomata) som stängs eller öppnas i enlighet med vad förutsättningarna kräver. Den huvudsakliga transpirationen sker genom klyvöppningarna där hastigheten kan regleras genom ändring av öppningsvidden. En mindre del (i storleksordningen 5-15%) går också igenom kutikulaskiktet eftersom det inte är helt vattenimpermeabelt. Tidvis stänger klyvöppningarna helt, t ex när det är mörkt på natten, medan den kutikulära transpirationen kan fortsätta under förutsättning att förhållandena i den omgivande luften medger avdunstning (se t ex fig 4.9 sid 96 i Jones 1992).

Motståndet för vattenflöde inne i växten orsakas till stor del av att vattnet redan strax efter det passerat rotytan tvingas genom endodermiscellerna därför att Caspary's band förhindrar all transport i intercellularerna. Helt allmänt sker vattentransporter den lättaste vägen vilket för övriga delar av växten innebär transport i cellväggar och döda celler. På hela sin väg upp till avdunstningsytorna i bladen har den allra största delen av vattnet bara passerat genom cellernas protoplasma på ett ställe, i endodermis.

Motståndet i endodermis varierar med bl a växtart, ålder och tillväxthastighet. Ett visst motstånd föreligger också i själva ledningsbanorna (xylemet) och kan variera med strömningshastigheten även om det ofta är ganska litet.

Stomatamotståndet är mycket variabelt och under ett dygn har det vanligen nått både sitt lägsta och högsta värde (se Fig 4.10). Stomata behöver 0.5 - 2 timmar för att öppna helt. Stomatas öppning respektive stängning styrs av de två läppceller med tånjbara ytterväggar som omgärdar själva öppningen. Cellernas storlek styrs av transporter av protoner och joner ( $K^+$ ,  $Cl^-$ ) och hormonellt via abskisinsyra (ABA) från olika delar av växten.

Det finns flera faktorer som styr dessa transporter. Ljus är den allra viktigaste. Redan när 0.1 - 3% av fullt dagsljus uppnåtts börjar stomata öppna (när det är mörkt är de helt stängda, i princip). Ljusets våglängd spelar roll så till vida att blått ljus effektivare än andra våglängder öppnar stomata. Bladen absorberar företrädesvis blått och rött ljus varför ljuset som når blad längre ner i lövverket har en större andel grönt ljus. Koldioxidhalten inne i själva stomata och mesofyllet styr också öppningsgraden. Är halten hög stänger stomata, vilket den t ex blir om stomata är öppna men upptagningen av koldioxid i fotosyntesprocessen är lågt av något skäl. Vissa arter är känsliga för luftfuktigheten och tenderar att stänga stomata om luften är torr. Om temperaturen är mycket hög (30 - 35 °C) stänger stomata varvid kylningseffekten från transpirationen avtar och bladen blir ännu varmare än förut. Stomata kan också reagera på vattenförhållandena i marken. Vid minskande vattenhalt i marken produceras ABA i rötterna som kan transporteras upp till bladen och orsaka stängning av stomata.



**Figur 6.1** Beskrivning av H<sub>2</sub>O och CO<sub>2</sub> transport genom stomata. (Modifierad efter Salisbury & Ross, 1992).

Stomatas öppningsgrad kan alltså variera med ljus, luftfuktighet, temperatur, atmosfärisk CO<sub>2</sub>-halt och markfuktighet vilka alla är omgivningsvariabler. Öppningsgraden varierar dock också med inre variabler, dvs med förhållanden i växten. Om vattenpotentialen i bladen sjunker under en viss gräns stänger stomata och bladen ges möjlighet att öka sin vattenpotential igen. Det bör dock påpekas att ej full klarhet råder om dessa mekanismers funktion och särskilt deras respektive betydelse.

Följden av denna variabilitet i stomatas öppningsvidd blir för en normal solig svensk sommardag att motståndet minskar snabbt när det börjar bli ljust på morgonen (se fig 4.10). Sedan kan det öka mitt på dagen på grund av att det blir torrt i luften, alternativt p g a att bladen får låg vattenpotential eller det blir för varmt (se fig 5.8a). Mot solnedgången när ljuset avtar stänger stomata igen och motståndet ökar.

Antalet klyvöppningar är mycket stort, 100-1000 st per mm<sup>2</sup>, men täcker ändå bara ca 1% av bladets yta. De flesta arter har huvuddelen av sina stomata på bladens undersidor. En vattenångemolekyl som lämnar växten behöver bara passera en stomaöppning innan den når den omgivande luften. Det betyder att när stomatamotståndet ska uttryckas för en markytenhet och avse det sammanlagda motståndet för alla blad över denna markytenhet, då är de enskilda stomata kopplade parallellt. Dvs det inverterade värdet på motståndet per markytenhet ( $r_c$ ) är summan av de inverterade värdena för de enskilda stomata (uttryckt per enhet bladyta,  $r_s$ ). (Detta kan bli tydligare om man uttrycker det som konduktanser. Konduktansen per markytenhet ( $1/r_c$ ) är summan av konduktanserna för de enskilda stomata ( $1/r_s$ )). Om vi antar att alla stomata i hela lövverket har samma motstånd så blir *hela lövverkets stomatamotstånd* lika med stomatamotståndet för en m<sup>2</sup> bladyta ( $r_s$ ) dividerat med bladyteindexet (LAI).

$$r_c = \frac{r_s}{LAI} \quad 6.1$$

Detta innebär att ju större bladyta per markytenhet desto mindre motstånd mot transpiration. Antagandet om att alla motstånd är desamma för alla stomata innebär troligen en underskattning av lövverkets motstånd vad avser ljusets effekt på stomatas öppningsgrad men beträffande luftfuktighetens effekt gäller troligen det motsatta. I SPAC-modellen (Eckersten, 1995) görs antagandet att alla enskilda stomata har samma motstånd vid ett och samma tillfälle. Variabler som påverkar motståndet är bl a globalstrålningen, luftfuktigheten och bladens vattenpotential. Det finns olika alternativ för hur effekten av dessa motstånd ska kombineras. En möjlighet är att anta att den mest stängande faktorn dominerar. Då är den faktor som ger den största stängningen den faktor som bestämmer motståndet. En annan möjlighet är att faktorerna verkar oberoende av varandra. Då ska de enskilda faktorernas inverkan adderas. En tredje möjlighet är att faktorernas effekter på stängningen ska multipliceras därför att de samverkar på ett komplicerat sett och förstärker varandras effekter. Ytterligare en möjlighet bygger på en kombinationseffekt av strålning och luftfuktighet framtagna för barrskog (Lohammar-ekvationen, Lindroth 1985). Den används också för grödor. Olika växter har olika egenskaper och därmed egna specifika värden på parametrarna i dessa funktioner. Normalt har t ex barr väsentligt högre motstånd än blad, per bladytenhet. Uttryckt per markyteenhet kan skillnaderna vara betydligt mindre pga att bladytan för barren är väsentligt större, t ex kan gran ha stort motstånd per bladytenhet men inte nödvändigtvis per markytenhet.

## 7. Strålning

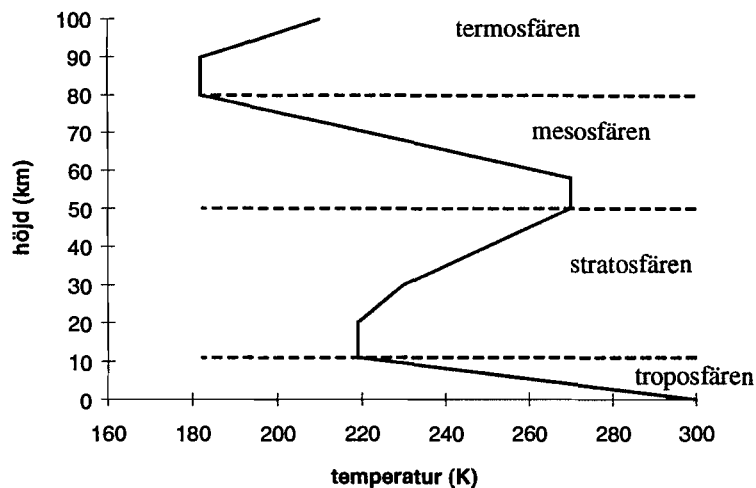
### 7.1 Atmosfärens struktur och sammansättning

Jordens diameter är ca 12 500 km. I förhållande till denna är atmosfären, med en tjocklek på ca 200 km, ett ganska tunt skikt. Att ange någon bestämd övre gräns för atmosfären är ganska svårt, eftersom densiteten och trycket i luften avtar gradvis ut mot rymden, redan på t ex 50 km höjd är trycket omkring 1 hPa, dvs ungefär en tusendel av trycket vid marknivån, och på höjden 100 km är luftens densitet ca en hundratusendel av densiteten nära jordytan, där den är ca  $1,3 \text{ kg m}^{-3}$ .

Man kan dela in atmosfären i olika skikt efter hur temperaturen varierar på ett karakteristiskt sätt med höjden (fig 7.1). Det lägsta skiktet sträcker sig till 10-12 km höjd, och kallas *troposfären*. Inom detta skikt avtar temperaturen i genomsnitt med ca  $0,6\text{-}0,7^\circ\text{C}$  per 100 m, och det är i detta lägsta skikt som praktiskt taget allt vi upplever som olika yttringar av väder (moln, dimma, fronter, nederbörd etc) utspelar sig. Troposfären brukar i sin tur delas in i flera delskikt. Sålunda kan man särskilja det planetära gränsskiktet (eller friktionsskiktet) som den lägre del av troposfären där inflytandet från jordytan är betydande. Inom detta skikt - som för övrigt kan variera kraftigt i tjocklek från 1 - 2 km under dagen, till mindre än 100 m under vissa förhållanden nattetid (s k stabil skiktning) - sker ett någorlunda snabbt och effektivt utbyte av t ex värme, vattenånga och impuls i vertikalled genom den turbulens som skapas här, bl a genom vindens friktion mot markytan. Allra närmast jordytan urskiljer man det s k turbulenta ytskiktet, som omfattar allt från några meters tjocklek nattetid, till några 10-tal meter under dagen. Det är i första hand inom detta skikt som de ur agrometeorologisk synpunkt viktiga energi- och andra utbytesprocesser sker.

Skiktet närmast ovanför troposfären kallas stratosfären och sträcker sig till 50 km höjd. Inom detta skikt finns huvuddelen av atmosfärens ozon, som spelar en mycket viktig roll i strålningssammanhang. Därefter följer med tilltagande höjd först mesosfären och sedan termosfären. Inom det senare skiktet, som börjar vid 80 km höjd, ökar temperaturen kontinuerligt med höjden till mycket höga värden.





**Figur 7.1.** Atmosfärens vertikala indelning baserad på temperaturens variation med höjden. Underifrån räknat benämns skikten: troposfären, stratosfären, mesosfären och termosfären. (Omritad efter Anonym 1992).

Atmosfären utgörs som bekant av en blandning av ett stort antal olika gaser och dessutom av stoft- och saltpartiklar av mycket varierande slag och ursprung. De inbördes proportionerna mellan många av dessa gaser är i stort sett konstanta över jorden och upp till nästan 100 km höjd. När man anger halterna av dessa gaser (och vid olika typer av beräkningar) är det ofta praktiskt att behandla torr luft och fuktig luft (=torr luft+ vattenånga) var för sig. Tabell 7.1 visar de ungefärliga halterna av de viktigare gaserna i torr luft. Därutöver innehåller den fuktiga luften alltså vattenånga i en mycket varierande grad, mellan ca 0 och 4 vol%.

Som framgår av tabell 7.1 utgör gaserna kväve ( $N_2$ ), syre ( $O_2$ ), argon (Ar) och koldioxid ( $CO_2$ ) ca 99,99 vol% av den torra luften. Detta betyder dock inte att de övriga saknar betydelse eller är ointressanta. Tvärtom, många av de andra gaser, med mycket låga koncentrationer i atmosfären, kan i ett eller annat avseende spela en mycket viktig roll. Detta gäller t ex ozon ( $O_3$ ), med en största halt i nedre stratosfären på  $\leq 10$  ppm(v), svaveldioxid ( $SO_2$ ) och kvävedioxid ( $NO_2$ ) med mycket varierande halter runt  $\sim 1$  ppb(v), och freoner med halter av storleksordningen 0,1-0,4 ppb(v). Ozon har t ex en fundamental roll när det gäller absorption av ultraviolett strålning. Freoner innehåller reaktionsvilliga kloratomer och anses spela en avgörande roll för ozonets kemi och nedbrytning i stratosfären, och antas dessutom bidra signifikant till växthuseffekten. När det gäller svavel och kväveoxiderna så kan dessa sägas vara de primära "bovarna" i det allvarliga atmosfärkemiska miljöproblem som resulterar i försurning av nederbörd, mark, sjöar och vattendrag. Vissa former eller reaktionsprodukter av dessa oxider kan dessutom bidra till växthuseffekten i den ena eller andra riktningen.

**Tabell 7.1.** Atmosfärens sammansättning

Gas	Kemisk formel	Förekomst
Kväve	N <sub>2</sub>	78,08 %
Syre	O <sub>2</sub>	20,95 %
Argon	Ar	0,93 %
Vattenånga	H <sub>2</sub> O	varierande
Koldioxid	CO <sub>2</sub>	350 ppmv
Neon	Ne	18 ppmv
Helium	He	5 ppmv
Krypton	Kr	1 ppmv
Xenon	Xe	0,08 ppmv
Metan	CH <sub>4</sub>	2 ppmv
Väte	H <sub>2</sub>	0,5 ppmv
Dikväveoxid	N <sub>2</sub> O	0,3 ppmv
Koloxid	CO	0,05-0,2 ppmv
Ozon	O <sub>3</sub>	0,02-10 ppmv
Ammoniak	NH <sub>3</sub>	4 ppbv
Kvävedioxid	NO <sub>2</sub>	1 ppbv
Svaveldioxid	SO <sub>2</sub>	1 ppbv
Svavelväte	H <sub>2</sub> S	0,05 ppbv

## 7.2 Elektromagnetisk strålning

Den elektromagnetiska strålning som solen (liksom jorden och dess atmosfär) sänder ut (emitterar) kallas också ibland för temperaturstrålning (för att den är beroende av den strålade kroppens temperatur), eller värmestrålning (för att den kan upplevas eller registreras som värme, speciellt i de fall den inte är synlig). Den emitterade strålningen fördelar sig över olika våglängdsområden i ett s k energispektrum - ett för varje temperatur hos den emitterande kroppen. Ett spektra för fasta och flytande kroppar är kontinuerligt, dvs omfattar alla våglängder inom ett visst intervall (fast med varierande styrka). För gaser utgår spektra endast för vissa diskreta våglängder eller våglängdsband, s k band- eller linjespektra.

För den här typen av strålning gäller (mer eller mindre exakt) ett antal strålningslagar, vilka vi här inte behöver fördjupa oss alltför grundligt i, utom att nämna vad de i huvudsak innebär:

- Plancks lag beskriver hur mycket energi ( $R_E$ ) en kropp med en viss temperatur ( $T$ ) sänder ut vid olika våglängder ( $\lambda$ ) ( $c_1$  och  $c_2$  är konstanter):

$$R_E(\lambda) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left( e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad 7.1$$

- Wiens förskjutningslag anger vid vilken våglängd ( $\lambda_{\max}$ ) som den mesta energin utgår vid en given temperatur (angiven i absoluta grader):

$$\lambda_{\max} = \frac{2897,8}{T} \quad 7.2$$

Som framgår av ekvationen, förskjuts läget för den maximala energin mot allt längre våglängder när temperaturen avtar. Den innebär t ex för solstrålningens del, där den effektiva temperaturen kan anges till ca 6 000 K, att solspektrat har sitt maximum vid  $\lambda_{\max} \approx 0,48 \mu\text{m}$ .

- Stefan-Boltzmanns lag ger den totala, utstrålade energin per areaenhet, vid absoluta temperaturen T (K) hos den emitterande kroppens yta ( $\sigma$  är Stefan-Boltzmanns konstant,  $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-4}$ ):

$$R_E = \sigma T^4 \quad 7.3$$

Som framgår, är den utstrålade energin från en kropp mycket kraftigt temperaturberoende. Om vi antar att solen har den effektiva temperaturen 6 000 K, och jordytan 290 K (17 °C), sänder således jorden ut ca  $400 \text{ W m}^{-2}$  medan solen emitterar drygt  $73 \cdot 10^6 \text{ W m}^{-2}$ .

- Kirchhoffs lag säger att en kropps emissionsförmåga för varje våglängd,  $\epsilon_\lambda$  (emissivitet), är lika stor som dess absorptionsförmåga,  $\alpha_\lambda$ , vid denna våglängd:

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad 7.4$$

För s k svarta kroppar (ett tänkt "gränsfall" för vilket de nu nämnda strålningslagarna gäller exakt) är  $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 1$ . I praktiken - för verkliga ämnen och kroppar - är  $\epsilon_\lambda$  (och  $\alpha_\lambda$ )  $< 1$ . Men man kan för många naturliga ytor som barmark, vatten, olika vegetationsytor etc, använda värden ganska nära 1 (säg mellan 0,90 och 0,98) inom de våglängdsintervall som är intressanta ur meteorologisk synpunkt. Notera att Kirchhoffs lag gäller för en specificerad våglängd. Lagen innebär alltså att om en kropp utsänder andelen  $\epsilon_\lambda$  av den energi som en absolut svart kropp gör, vid våglängd  $\lambda$ , då kommer den även att kunna absorbera samma andel när den träffas av strålning av denna våglängd ( $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda$ ).

Att emissiviteten  $\epsilon_\lambda$  i praktiken är  $< 1$  innebär vidare att t ex den utsända energin enl Stefan-Boltzmanns lag egentligen ska beräknas som

$$R_E = \epsilon \sigma T^4 \quad 7.5$$

Som framgår av tabell 7.2 är dock värdet på  $\epsilon$  för aktuell yta ofta så nära 1 för naturliga ytor att man kan försumma denna korrektion i ekv 7.5.

**Tabell 7.2.** Olika ytors emissionsförmåga för långvågig strålning i procent av utstrålningen från en svart kropp. (Efter Sellers, 1965)

Typ av yta	(%)	Typ av yta	(%)
<b>Vatten- och jordtytor</b>		<b>Naturliga marktytor</b>	
Vatten	92-96	Öken	90-91
Nyfallen snö	82-99,5	Vegetationstäckt mark	90
Gammal snö	89	<b>Löv och plantor</b>	
Is	96	Våglängd 0,8 $\mu\text{m}$	5-53
Fuktig bar jord	95-98	Våglängd 1,0 $\mu\text{m}$	5-60
Våt sand	95	Våglängd 2,4 $\mu\text{m}$	70-97
Frusen jord	93-94	Våglängd 10,0 $\mu\text{m}$	97-98
Torr plöjd jord	90	<b>Diverse</b>	
Torr sand	84-90	Vitt papper	89-95
Grovt grus	91-92	Glasrutor	87-94
Ljus kalksten	91-92	Rött tegel	92
Torr betong	71-88	Vit puts	91

### 7.3 Solstrålning vid jordytan

Den elektromagnetiska strålning (värmestrålning) som är av betydelse ur meteorologisk synpunkt kan lämpligen delas i två våglängdsintervall: dels kortvågig strålning från solen, som omfattar våglängder mindre än 4 000 nm (= 4  $\mu\text{m}$ ), dels långvågig strålning från jorden, s k terrestrisk strålning, med våglängder från ca 4  $\mu\text{m}$  upp till ca 100  $\mu\text{m}$ . Solstrålningens spektrum brukar i sin tur delas in i tre spektralintervall: ultraviolett strålning (UV) med  $\lambda < 400 \text{ nm}$ , synligt ljus, vilket i huvudsak sammanfaller med den fotosyntetiskt aktiva strålningen (PAR), med  $400 \text{ nm} < \lambda < 750 \text{ nm}$ , och infraröd strålning (NIR= Near Infrared Radiation) med  $\lambda > 750 \text{ nm}$ .

Solstrålningens intensitet vid atmosfärens yttre gräns varierar något litet under året (ca  $\pm 3\%$ ) p g a att jordens bana runt solen inte är helt cirkulär utan något elliptisk, men det genomsnittliga värdet på detta flöde mot en yta vinkelrät mot solstrålningen är ca  $1375 \text{ W m}^{-2}$ , och detta värde kallas solarkonstanten.

Här följer några definitioner på begrepp som används när solstrålningen vid ytan beskrivs:

**Flödestäthet:** Storleken av ett energiflöde (strålningsflöde) mot en yta, oavsett ytans orientering i rummet. Anges vanligtvis i  $\text{W m}^{-2}$ .

**Strålningsintensitet:** Flödestäthet mot en yta orienterad vinkelrätt mot den infallande strålningen ( $\text{W m}^{-2}$ ).

**Solarkonstanten:** Solstrålningens medelintensitet vid atmosfärens "yttre" gräns, ca  $1375 \text{ W m}^{-2}$ .

All denna strålningsenergi som strömmar in mot jordytan kommer dock inte jorden tillgodo. På vägen genom atmosfären sker nämligen en försvagning av strålningen genom olika s k extinktionsprocesser, vilka innefattar dels spridnings- och

reflektionsprocesser, dels absorption i olika gaser. Spridningen innebär att en del strålning, när den "kolliderar" mot luftens molekyler och andra partiklar på sin väg genom atmosfären omfördelas på olika riktningar i rymden. Följden blir att det ursprungliga strålningsflödet mot jordytan försvagas. En del av den spridda strålningen blir dock också riktad ner mot jorden och bidrar därmed till strålningsbudgeten vid ytan i form av s k diffus himmelsstrålning. Omfattningen och arten av dessa spridningsprocesser är dels beroende av de spridande partiklarnas storlek, och dels av den infallande strålningens våglängd. Sålunda är spridningen som orsakas av luftens molekyler kraftigt våglängdsberoende (och den i stoftpartiklar i något mindre grad) så att korta våglängder, i UV och den blå delen av spektrum, sprids betydligt mer än längre våglängder. Detta är också orsaken till att en molnfri himmel lyser blå. Spridningen kan också ske i förhållandevis stora partiklar som molndroppar och iskristaller. Denna spridning brukar kallas diffus reflektion, och den är inte våglängdsberoende. Sammanfattningsvis gäller:

Spridning orsakad av luftens molekyler, s k Rayleigh-spridning, är proportionell mot  $\lambda^{-4}$ . Spridning orsakad av (små) stoftpartiklar i atmosfären, s k Mie-spridning, är proportionell mot  $\lambda^{-n}$  där  $0 < n < 4$ . Spridning i stora partiklar och droppar, s k diffus reflektion, är oberoende av  $\lambda$ , dvs alla våglängder sprids i samma grad.

Strålningens försvagning genom spridning är också beroende av den vägsträcka som ljusstrålarna passerar innan de når jordytan. Ju lägre solhöjd, dvs ju lägre solen står över horisonten, desto längre väg genom atmosfären tillryggalägger strålarna, och en större andel av den kortvågiga delen av strålningen försvagas. Resultatet blir att det direkta (ej spridda) ljuset anrikas på längre våglängder (åt det röda), och därför ter sig den upp- eller nedgående solen oftast röd eller rödorange.

Även den andra typen av strålningsförsvagning - absorption i gaser,- är på motsvarande sätt våglängdsberoende (och våglängdsberoende!). När det gäller absorption av solstrålning är det framför allt ozon ( $O_3$ ) och vattenånga som är verksamma. Ozonet har kraftiga absorptionsband inom det ultraviolettera området, framförallt inom det s k UV-B- området. Detta får bl a till följd att ingen solstrålning med kortare våglängder än 290 nm når ner till jordytan. (Riktigt korta våglängder,  $\lambda < 200$  nm, absorberas f ö av syre ( $O_2$  och  $O$ ) och kväve).

Inom den synliga, och framförallt inom den infraröda delen av solens spektrum, sker en betydande absorption i vattenånga - kraftigare ju högre halt av ånga som finns i luften. Den samlade effekten av dessa olika försvagningsprocesser under strålningens passage genom atmosfären ( $z$ ) kan uttryckas med Beer-Bouguers lag (ofta kallad bara Beers lag):

$$R_s = R_{sc} e^{-\kappa_a z} \quad 7.6$$

Den s k extinktionskoefficienten,  $\kappa_a$ , kan i sin tur delas upp i flera delar enligt:

$$\kappa_a = a_g + f_s a_s + f_v a_v \quad 7.7$$

Koefficienterna  $a_g$ ,  $a_s$  och  $a_v$  beskriver spridning i luftens molekyler, spridning i stoftpartiklar, respektive absorption i vattenånga, och  $f_s$  och  $f_v$  står för halterna av stoft och vattenånga i luften. Den mycket betydelsefulla, men relativt konstanta absorptionen av UV-ljus i ozon (som inte har någon term i ekv 7.7) kan inkluderas i någon av de övriga termerna, t ex i termen  $a_g$  som beror av spridningen i luftens

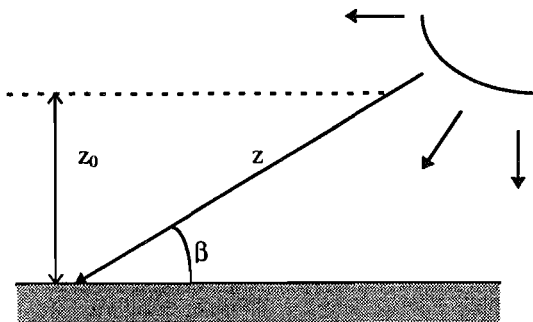
molekyler (också den är relativt konstant för en given sträcka  $z$  genom atmosfären). Beers lag innebär alltså att ju större stofthalt och ju mer vattenånga det finns i luften, och ju längre väg strålarna tillryggalägger i atmosfären, desto mer har strålningen försvagats när den når jordytan. Storleken på koefficienten  $\kappa_a$  kan i regel variera från ca  $0,01 \text{ km}^{-1}$  i mycket ren och torr luft, till  $0,03\text{--}0,05 \text{ km}^{-1}$  i stoftrik och fuktig luft. Egentligen är koefficienterna  $a_g$ ,  $a_s$  och  $a_v$ , och därmed också  $\kappa_a$ , våglängdsberoende, så att man får ett uttryck för Beers lag för varje våglängd  $\lambda$ :

$$R_s(\lambda) = R_{sc}(\lambda)e^{-\kappa_a(\lambda)z} \quad 7.8$$

Den form som anges i 7.6, och de storleksvärden på  $\kappa_a$  som nämndes, får då ses som det samlade (integrerade) resultatet, när man inkluderar alla våglängder i solstrålningens spektrum.

Sträckan  $z$  uttrycks ofta som en funktion av solens vinkelhöjd ( $\beta$ ) över horisonten i förhållande till den vertikala tjockleken av atmosfären ( $z_0$ ):

$$z = \frac{z_0}{\sin \beta} \quad 7.9$$



**Figur 7.2.** Solstrålningens vägsträcka ( $z$ ) genom atmosfären som funktion av solens vinkelhöjd ( $\beta$ ).

Med vissa modifieringar kan Beers lag också användas för att beskriva solstrålningens successiva försvagning vid nedträngandet i ett växtbestånd. Till detta återkommer vi i avsnitt 7.5.

#### 7.4 Strålningsbalansen vid jordytan

När solstrålningen når jordytan kommer den att undergå ytterligare en reducering genom att viss andel reflekteras tillbaka mot atmosfären. Hur stor andel av strålningen som reflekteras beror på ytans albedo, dvs dess reflektionsförmåga för kortvågig strålning. Albedot varierar kraftigt med den reflekterande ytans karaktär och tillstånd, alltifrån omkring 10 % eller mindre för en mörk, våt jord till uppåt 90 % för torr, nyfallen snö. Ytor såsom gräs eller vanliga odlade grödor har vanligen ett albedo på 18–25 %. För många ytor som t ex vatten, men även för vegetationsklädda ytor, varierar albedot mer eller mindre med strålningens infallsvinkel, och därmed med

tidpunkten på dagen. Vidare kan reflektionsförmågan variera beroende på om ytan är torr eller våt, t ex hos barmarksytor (tänk exempelvis på skillnaden i färg mellan torr och våt sand). Även hos moln varierar reflektionsförmågan i betydande grad även om den överlag är ganska hög. I tabell 7.3 ges exempel på albedovärden för ett antal vanliga ytor.

**Tabell 7.3.** Reflektionsförmåga (albedo) i procent för kortvågig strålning, våglängder < 4,0µm. (Förkortat efter Sellers, 1965)

Typ av yta	%	Typ av yta	%
<b>Vattenytor</b>		<b>Vegetationstäckta ytor</b>	
60° lat, vinter	21	Savann, torrtid	25-30
60° lat, sommar	7	Savann, regntid	15-20
<b>Ej vegetationstäckta ytor</b>		Buskskog	15-20
Nyfallen snö	75-95	Ängar	10-20
Gammal snö	40-70	Lövskog	10-20
Havsis	30-40	Barrskog	5-15
Torra sanddyner	35-45	Tundra	15-20
Torr ljus sand	25-45	Sädesfält	15-25
Våta sanddyner	20-30	<b>Molntäcke</b>	
Mörk jord	5-15	Cumuliforma moln	70-90
Grå fuktig jord	10-20	Stratus (låga moln)	59-84
Torr eller grå lera	20-35	Altostratus (medelhöga moln)	35-59
Torr betong	17-27	Cirrostratus (höga moln)	44-50
Svart vägbeläggning	5-10	<b>Jorden som helhet</b>	34-42

Vi kan nu göra en summering av de olika komponenter som solstrålningen delar upp sig på, på sin väg ner till jordytan - vi kan sätta upp en balans för den kortvågiga strålningen:

$$R_{sc} = R_{rc} + R_{ra} + R_{absc} + R_{absa} + R_s \cdot \alpha + R_s(1 - \alpha) \quad 7.10$$

där

$R_{sc}$ = infallande solstrålning utanför atmosfären

$R_{rc}$ = strålning som sprids och reflekteras i moln

$R_{ra}$ = strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar

$R_{absc}$ = strålning som absorberas i molnen

$R_{absa}$ = strålning som absorberas av gaser i atmosfären ( $O_3$  och  $H_2O$ )

$R_s \cdot \alpha$  = strålning som reflekteras vid jordytan ( $\alpha$  är ytans albedo)

$R_s(1 - \alpha)$ = strålning som absorberas vid jordytan

(I de två sistnämnda termerna står  $R_s$  för summan av den direkta och den diffusa solstrålning som når jordytan)

Ekvationen ovan är alltså en beskrivning av den kortvågiga strålningsbalansen vid jordytan, men för att få ett uttryck för jordytans totala strålningsbalans måste vi inkludera ytterligare ett par termer som gäller den långvågiga, terrestriska strålningen.

Förutom inflödet av strålning ( $R_s$ ) med våglängder mellan 0,29 och ca 4  $\mu\text{m}$ , kommer också ett flöde av strålning med våglängder större än 4  $\mu\text{m}$  in mot jordytan från atmosfären, den s k atmosfäriska långvågsstrålningen ( $R_{\text{twa}}$ ). Jordytan förlorar också energi genom värmeutstrålning som följer Stefan-Boltzmanns lag, dvs den är större ju varmare ytan är. En relativt stor andel av den långvågsstrålning som utgår från jordytan kommer sedan att absorberas av just de gaser och moln etc, som emitterar den nyss nämnda atmosfäriska strålningen, och innebär därför ingen energiförlust för planeten som helhet. Den långvågiga strålningsbalansen kan skrivas som:

$$R_{\text{twb}} = R_{\text{twa}} - R_{\text{tws}} \quad 7.11$$

Balansen för långvågig strålning är oftast negativ, dvs det utgående flödet ( $R_{\text{tws}}$ ) är i regel något större än det inkommande ( $R_{\text{twa}}$ ) från atmosfären, även om motsatsen kan förekomma.

Jordytans totala strålningsbalans kan nu summeras till följande uttryck:

$$R_n = R_s - R_s \cdot \alpha + R_{\text{twa}} - R_{\text{tws}} \quad 7.12$$

Om vi betraktar en i stort sett horisontell markyta när vi beräknar  $R_n$ , motsvarar termen  $R_s$  det strålningsflöde som också kallas globalstrålning, dvs den samlade (direkta + diffusa) inkommande strålningen från solen mot en horisontell yta.

Strålningsbalansen antar i regel positiva värden (dvs ger en energiinkomst netto) under dagen, och kan då uppgå till ca 500-600  $\text{Wm}^{-2}$  en solig sommardag, men blir vanligen negativ eller nära noll under natten och kan under klara nätter vara av storleken -80 till -100  $\text{Wm}^{-2}$  (dvs en nettoutstrålning av energi från jordytan) (jmf fig.7.3)

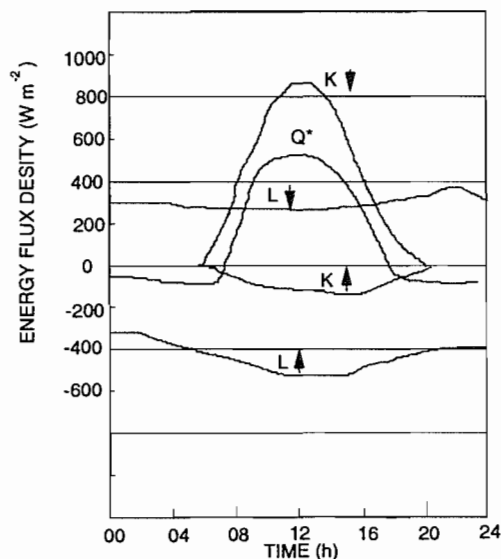


Fig.7.3 Komponenter i strålningsbalansen den 30 juli i Matador, Saskatchewan (50°N) över ett bestånd av 0,2 m präriegräs. Molnfri himmel på morgonen, ökande molnighet sent på eftermiddagen och kvällen. Observera att inkommande strålning till ytan är ritade som positiva och utgående strålning är ritad med negativa värden. (Efter Ripely and Redmann, 1976)



## 7.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd

Nettostrålningen (=strålningsbalansen) på en given nivå inne i ett växtbestånd är mer komplex än den vi nyss har beskrivit för en obevuxen markyta. Den är dock i princip helt analog med denna såtillvida att den utgör nettot av alla inkommande och utgående, både kortvågiga och långvågiga, strålningsflöden till den givna nivån. Det som komplicerar situationen här, jämfört med den relativt jämna barmarken, är ett antal diffusa strålningsflöden som uppstår genom reflexion av den direkta solstrålningen i de olika bladytorna, och det faktum att bladen har en icke obetydlig genomsläpplighet (transmittans) för strålning. Denna transmittans, liksom även bladens reflektans, varierar med strålningens våglängd, vilket visas i tabell 7.4.

**Tabell 7.4.** Genomsnittliga reflektions-, transmissions- och absorptionskoefficienter för gröna blad inom fyra olika våglängdsband. (Efter Oke, 1978)

	PAR (0,38-0,71 $\mu\text{m}$ )	NIR (0,71-4,0 $\mu\text{m}$ )	Kortvågig (0,35-3,0 $\mu\text{m}$ )	Långvågig (3,0-100 $\mu\text{m}$ )
Reflektion $\alpha$	0,09	0,51	0,30	0,05
Transmission $\tau$	0,06	0,34	0,20	0,00
Absorption $a$	0,85	0,15	0,50	0,95

Observera, att för den långvågiga (terrestriska) strålningen med  $\lambda > 3 \mu\text{m}$  är genomsläppligheten praktiskt taget noll ( $\tau=0$ ), och reflektionen mycket liten ( $\alpha \approx 0,05$ ), varför dessa termer oftast kan försummas i den långvågiga delen av budgeten. Observera också, att  $(1-\tau-\alpha) = \text{absorptionsförmågan } a$  (ty  $a+\tau+\alpha=1$ ). Schematiskt kan därför den totala strålningsbalansen för ett enskilt blad i ett bestånd (eller för en horisontell areaenhet på en given nivå inne i ett bestånd) beskrivas med ett flertal olika strålningskomponenter. Att bestämma alla olika komponenter i strålningsbalansen för varje blad blir i praktiken något svårhanterligt. Vanligen används därför någon form av Beers lag (ekv. 7.6) för att beskriva strålningens försvagning på vägen ner genom ett bestånd. För den nedåtriktade, kortvågiga strålningen kan Beers lag exempelvis skrivas:

$$R_s(L) = R_s \cdot e^{-\kappa L} \quad 7.13$$

där  $R_s(L)$  är den genomsnittliga solstrålningen mot ett plan under ett ackumulerat bladyteindex  $L$ ,  $R_s$  är solstrålningsflödet på ovensidan av beståndet och  $\kappa$  är en "försvagningskoefficient" (extinktionskoefficient).

Extinktionskoefficienten ( $\kappa$ ) för gröna blad är nära 1 inom det synliga och fotosyntetiskt aktiva våglängdsområdet (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ) och ca 0,50 om man betraktar hela det kortvågiga området (0,35-3  $\mu\text{m}$ ), enligt mätningar. Om vi betraktar tabell 7.4 ser vi att detta motsvarar i viss mån absorptionsförmågan hos bladen inom respektive våglängdsområde. Extinktionskoefficienten kan också bestämmas från transmissiviteten, och en geometrisk faktor ( $K$ ) som beror på bladens fördelning och orientering relativt solen.

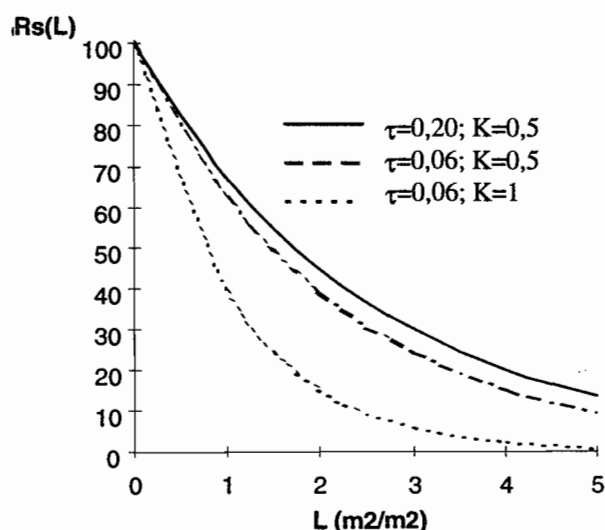
$$\kappa = K(1 - \tau) \quad 7.14a$$

Bestånd med till stor del upprätta (vertikala) eller hopklumpade bladsamlingar (tex tall) får ett lägre K-värde (ungefär 0,3-0,5) medan bestånd med mer horisontella eller mer jämnt fördelade blad ger högre värden (ungefär 0,5-1). Detta kan vi se genom att sätta in värden på transmissionskoefficienten  $\tau$  enl tabell 7.4 ( $\tau$  är av storleksordningen 0.06 inom det synliga våglängdsområdet, och ca 0.2 för hela det kortvågiga våglängdsområdet).

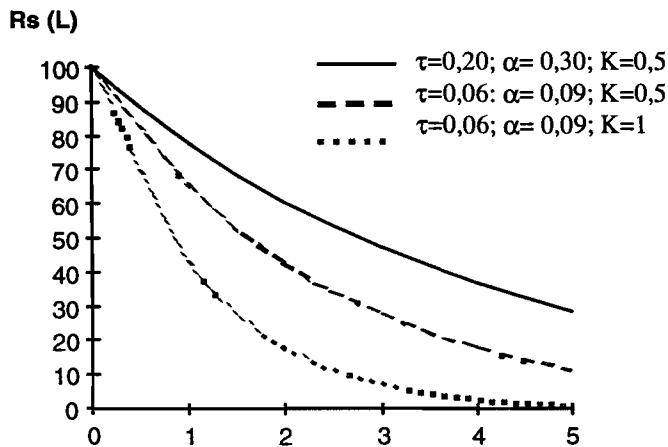
Till detta nedåtriktade flöde kommer emellertid också ett uppåtriktat diffust flöde p g a att den direkta strålningen till en del reflekteras och sprids i bladverket. Extinktionskoefficienten kan då, med hänsyn taget till detta, skrivas:

$$\kappa = K(1 - \alpha - \tau) \quad 7.14b$$

Det är uppenbart att solstrålningens styrka avtar ganska snabbt i ett bestånd med ökande ackumulerad bladyta, särskilt om bladen till stor del är horisontellt orienterade (se fig. 7.4).

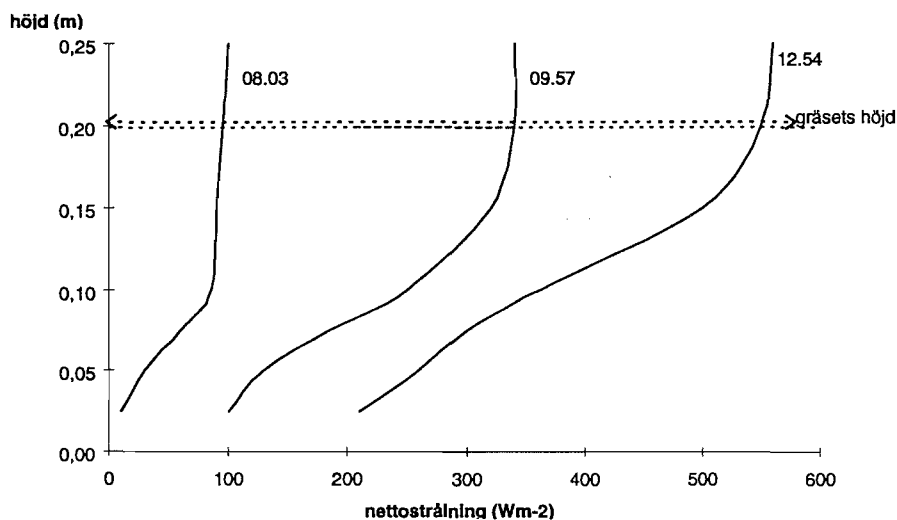


**Figur 7.4.** Det direkt nedåtriktade flödet av strålning i ett bestånd som funktion av ackumulerat bladyteindex  $L$  (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekv 6.13 och 6.14a. (a) För större delen av det kortvågiga spektrat (0,35-3,0  $\mu\text{m}$ ) i ett bestånd med  $K=0,5$  (dvs relativt stor andel *vertikala* blad); (b) För PAR (ca 0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ), likaså i ett bestånd med  $K=0,5$ ; (c) För PAR men  $K=1$ , dvs huvudsakligen *horisontellt* orienterade blad. (Omritad efter Torsell m fl 1989).



**Figur 7.5.** Det totala (dvs direkta + diffusa) flödet av kortvågig strålning i ett bestånd som funktion av bladyteindex  $L$  (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekvation 7.13 och 7.14b. (a) Större delen av det kortvågiga spektrat ( $0,35\text{--}3,0\ \mu\text{m}$ ),  $K=0,5$ ; (b) PAR,  $K=0,5$ ; (c) PAR,  $K=1$ . (Omritad efter Torsell m fl 1989).

För att erhålla den totala nettostrålningen måste den långvågiga delen tas med i beräkningen. Denna strålning utgör nästan alltid en nettoförlust av energi för ett växtbestånd. I regel är denna förlust (dvs utstrålning av energi) störst vid beståndets översida och avtar sedan till en början nedåt för att sedan bli nära konstant (om inte den vertikala temperaturgradienten i beståndet är särskilt stor). Den resulterande totala nettostrålningen (strålningsbalansen) i beståndet kommer därför att få en form som liknar den för kortvågsstrålningen, men med effektvärdena mer eller mindre reducerade, vilket framgår av figur 7.6.



**Figur 7.6.** Nettostrålningen i ett 0,2 m högt gräsbestånd (28 juni 1972, Saskatchewan). (Omritad efter Oke, 1978).

## 8. Atmosfäriska bytesprocesser

### 8.1 Temperatur och sensibelt (förnimbart) värmefföde

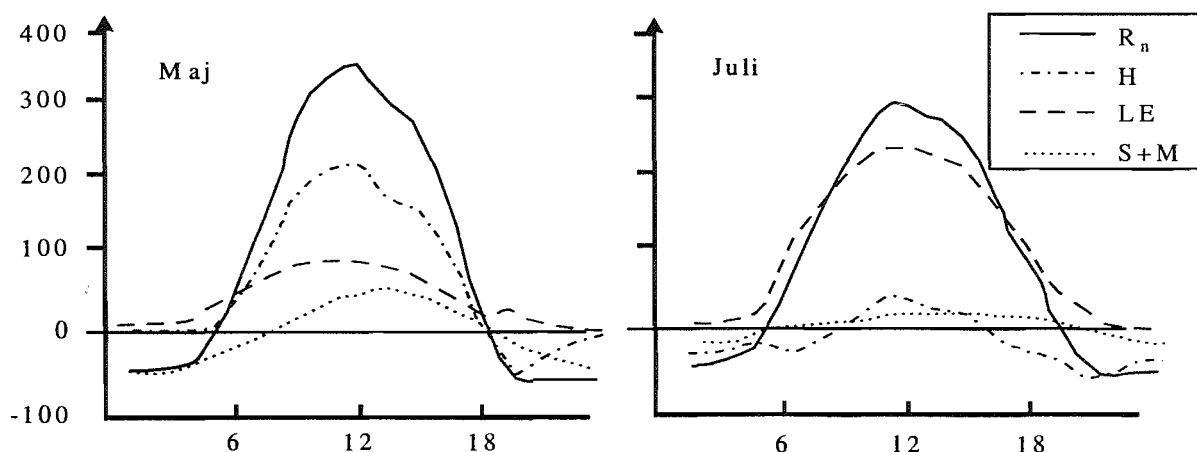
Att temperaturen är en viktig faktor i en mängd processer de biologiska systemen är välkänt (se t ex Kap 11) men i detta kapitel behandlas temperaturen enbart ur den fysikaliska aspekten. Temperaturen är intimt sammankopplad med jordytans energibalans som kan beskrivas med följande ekvation:

$$R_n + H_- + LE_- + q_h + PS + M = 0 \quad 7.1$$

Där  $R_n$  är nettostrålning,  $H$  sensibelt (förnimbart) värmefföde,  $LE$  latent värmefföde (energi som åtgår för avdunstning),  $q_h$  markvärmefföde,  $PS$  energi som åtgår för fotosyntes och  $M$  är övrigt (lagring i luft, biomassa m m). Det är viktigt att tänka på i vilken riktning flödena är definierade. I detta fall och hela Kapitel 8 definieras flödena i energibalansen som positiva när de är riktade nedåt. Notera att detta ej är i överensstämmelse med definitionen i energibalansen för blad (Ekv 4.5). Skillnaden blir att det latent och sensibla värmeffödet nu oftast får negativa värden. För att skilja dessa olika definitioner åt så noteras de som är definierad enligt Ekv 8.1 med ett indexerat minustecken. I energibalansen finns de tre energiöverföringsprocesserna i atmosfären representerade:

Strålning      ( $R_n$ ,  $PS$ )  
Konvektion    ( $H$ ,  $LE$ )  
Ledning        ( $q_h$ ,  $M$ )

Nettostrålningen är normalt den största termen i energibalansen och något förenklat brukar man säga att den utgör den energi som finns tillgänglig att fördela mellan de andra komponenterna. Sett över en längre tidsperiod som ett dygn, svarar de konvektiva flödena för den största delen av 'konsumtionen' av den tillgängliga energin (fig 8.1, jfr fig 4.1). Konvektion definieras som den luftrörelse som leder till transport och blandning av luftens egenskaper. Med "egenskaper" menas till exempel temperatur, eller den halt av vattenånga, koldioxid eller andra gaser som finns i luften.



**Figur 8.1.** Exempel på dygnsfördelningen av komponenterna i energibalansen för ett energiskogsbestånd från två olika perioder under växtsäsongen.

Utbytet av sensibelt värme ( $H$  i ekvationen ovan) sker huvudsakligen genom två olika typer av konvektion: Mekanisk konvektion och termisk konvektion. Den mekaniska konvektionen kan förenklat beskrivas som luft rörelser orsakade av mekaniska krafter; ojämnheter i luftströmmen ger upphov till virvlar som effektivt kan transportera värme. Den termiska konvektionen är luft rörelser som förorsakas av densitetsskillnader i lufthavet. Luftens densitet är starkt beroende av temperaturen och luft som t ex kommer i kontakt med en varm yta värms upp och blir då lättare än omgivande luft. Detta medför att detta "luftpaket" stiger uppåt och på så sätt orsakar omblandning i lufthavet (jfr termik). Dessa konvektiva luft rörelser kallas ibland för "turbulens".

### ***Adiabatiska processer, potentiell temperatur***

En ändring av ett tillstånd (temperatur) som sker utan tillförsel eller bortförsl av energi är en adiabatisk process. Utgående från termodynamikens första lag och allmänna gaslagen kan man visa att om trycket hos ett givet luftpaket ändras adiabatiskt från  $p_1$  till  $p_2$  följer att temperaturen ändras enligt följande:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{p_2}{p_1} \right)^{\left( \frac{s'-1}{s'} \right)} \quad 7.2a$$

$$s' = \frac{C_p}{C_v} \approx 1.42 \quad 7.2b$$

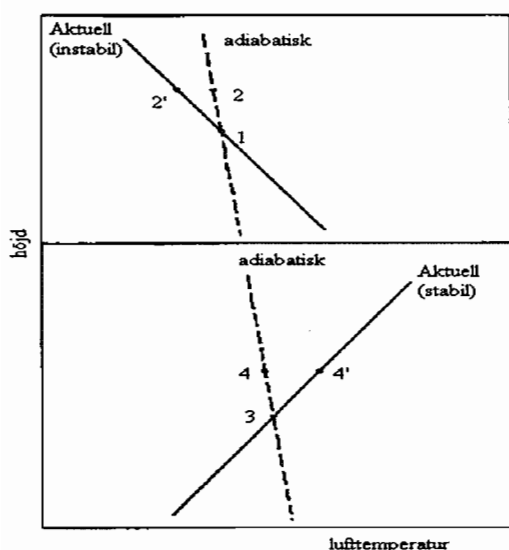
och där  $C_p$  och  $C_v$  är luftens specifika värme vid konstant tryck respektive konstant volym. Exponenten vid trycktermen är mindre än ett och således ändras temperaturen relativt sett mindre än trycket. Enligt ekvationen ovan minskar temperaturen med minskande tryck och eftersom lufttrycket avtar med höjden så följer att även temperaturen minskar med höjden. För icke fuktighetsmättad luft kallas detta fenomen för det torradiabatiska temperaturavtagandet. Som en tumregel kan man säga att temperaturen minskar med ca  $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$  när man befinner sig nära havsytan.

Med utgångspunkt från ovan sagda definierar man den potentiella temperaturen som den temperatur som ett givet luftpaket skulle få om man ändrar dess tryck i en adiabatisk process till ett standardtryck. Begreppet potentiell temperatur används ofta inom meteorologien.

### ***Termisk stabilitet***

Temperaturen i atmosfären är inte konstant med höjden (Fig 7.1). Generellt sett är det kallare ju högre upp man kommer åtminstone i de nedersta 10-tal kilometrarna av lufthavet. Närmast marken i det som kallas det planetära gränsskiktet påverkas dock

atmosfären i hög grad av det energiutbyte som sker vid själva markytan och där kan temperaturen både öka respektive minska med höjden. För att karaktärisera atmosfärens tillstånd temperaturmässigt använder man begreppet termisk stabilitet. När temperaturen avtar med höjden enligt det adiabatiska temperaturavtagandet säger man att man har neutral skiktning (fig. 8.2). När temperaturen minskar snabbare har man en instabil skiktning och när temperaturen minskar mindre snabbt eller ökar med höjden har man stabil skiktning.



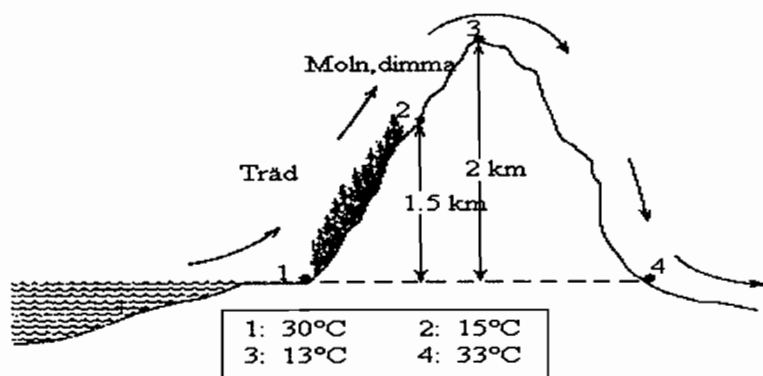
**Figur 8.2.** Schematisk bild av aktuell och adiabatisk temperaturprofil, vilka illustrerar termiskt stabila förhållanden i atmosfären. (Omritat efter Rosenberg et al, 1983).

Låt oss illustrera begreppet med fallet för stabil skiktning, dvs luftens temperatur är lägre nära markytan än högre upp. Om vi nu tänker oss att vi har ett luftpaket några meter upp i luften och att detta får en "knuff" neråt, då inträffar det att vårt luftpaket plötsligt befinner sig i en omgivning där densiteten är högre än den luftpaketet självt har. Detta medför att luftpaketet tenderar att lyftas upp igen till den plats varifrån det kom. På motsvarande sätt tenderar ett luftpaket som får en knuff uppåt att vilja sjunka tillbaka till utgångsnivån. Detta innebär att alla rörelser dämpas och det förklarar varför man karaktäriserar atmosfären som stabil. Vid instabil skiktning förstärks i stället alla rörelser medan man i det neutrala fallet varken dämpar eller förstärker rörelserna.

### ***Det våtadiabatiska temperaturavtagandet***

När luften av olika skäl tvingas att stiga avkyls den och blir så småningom mättad med avseende på vattenånga. När mättnad nås uppstår kondensation som leder till molnbildning och eventuellt nederbörd. Vid kondensation frigörs energi (värme) vilket medför att temperaturen avtar långsammare än i det torra fallet. Det våtadiabatiska temperaturavtagandet varierar mera med tryck och temperatur än det torradiabatiska avtagandet. Vid en temperatur av 30 °C och normalt lufttryck är det våtadiabatiska temperaturavtagandet ca 0.36 °C/100 m, dvs ca en tredjedel av det torradiabatiska avtagandet. Skillnaden mellan dessa två processer orsakar en del intressanta s. k. orografiska effekter.

En sådan effekt är den så kallade Föhneffekten. Den uppstår framför allt vid kustnära bergskedjor i samband med "pålandsvind". Temperaturen på läsidan av berget kan bli avsevärt högre än på vindsidan beroende på att när luften tvingas uppåt på grund av berget, kondenseras en del av vattenångan och därvid frigörs energi. Detta gör att luften på läsidan av berget är både varmare och torrare än luften på vindsidan av berget (fig. 8.3).

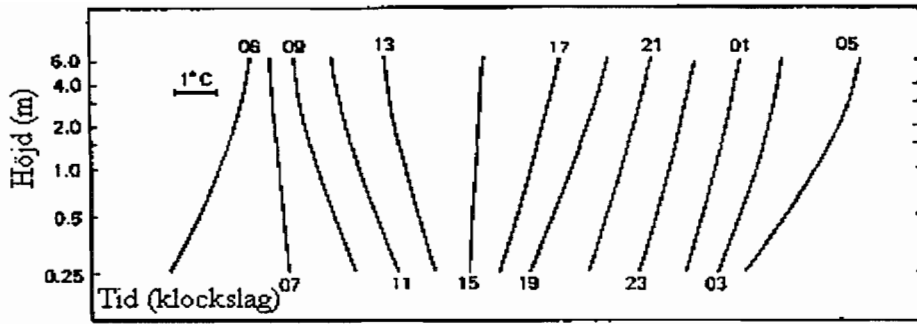


**Figur 8.3.** Temperaturen hos ett luftpaket som rör sig över ett berg (omritat efter Rosenberg et al, 1983).

### *Temperaturprofiler över naturliga ytor*

På natten, när nettostrålningen vanligtvis är negativ, avkyls mark och vegetationsytor så att ytan blir den kallaste delen av hela profilen. Luft som kommer i kontakt med ytan avkyls också och det bildas en s k temperaturinversion (stabil skiktning). Som de flesta kanske vet kan man få sådana även på dagen speciellt vintertid när solinstrålningen är låg. Snötäckt mark förstärker också stabiliteten genom att en stor del av den infallande strålningen reflekteras tillbaka till atmosfären (se tabell 7.2). I städerna kan sådana temperaturinversioner orsaka stora problem med luftkvaliteten eftersom omblandningen med ovanliggande luftlager blir för dålig.

På dagen absorberas mycket energi från solen och ytan blir normalt varmast i profilen (jfr fig. 4.2). Detta skapar en instabil skiktning. Detta innebär att under ett typiskt sommar dygn ändras profilen från att vara stabil på natten, passerar snabbt en neutral skiktning, ofta i samband med soluppgången, och övergår i en instabil profil under dagen. På sena eftermiddagen eller kvällen växlar den återigen till en stabil profil (fig. 8.4). Om ytan är välförsedd med vatten kan man även på dagen få en stabil skiktning. Detta orsakas av att energi för avdunstning tas från omgivande luft varför ytan blir kallare än omgivningen.



**Figur 8.4.** Temperaturprofiler ovanför gräs (0.12 m högt) sent i juli vid Davis (omritat efter Rosenberg et al, 1983).

### *Resistanskonceptet*

Man kan betrakta flödet av värme mellan två olika nivåer i atmosfären i analogi med flödet av ström i en elektrisk ledare. Ohms lag säger att strömstyrkan i ledaren är lika med potentialskillnaden dividerad med ledarens resistans. Om man gör en analogi med det sensibla värmeflödet så blir således flödet lika med en temperaturskillnad dividerad med en resistans i luften. Det är potentialskillnaden som är drivkraften för flödet och eftersom vi här avser det sensibla värmeflödet är det skillnaden i temperatur som utgör drivkraften. Om det inte existerar någon temperaturskillnad uppstår heller inget flöde. Matematiskt kan vi formulera det sensibla värmeflödet från markytan till en viss nivå i luften som (jfr Ekv 4.5):

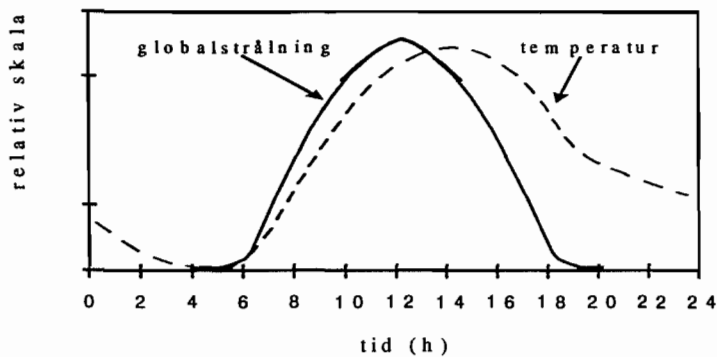
$$H_{\perp} = \frac{\rho_a c_p (T_a - T_s)}{r_{aH}} \quad 7.3$$

där  $\rho_a$  är luftens densitet,  $C_p$  luftens specifika värme,  $T_a$  luftens temperatur på höjden  $z$ ,  $T_s$  ytans temperatur och  $r_{aH}$  är resistansen i lufthavet från ytan till höjden  $z$ . Indexeringen "aH" på resistans termen används för att beteckna att det är resistansen mot det sensibla värmeflödet som avses. Detta skiljer sig från resistansen för t ex flödet av impuls som behandlas senare. Om man gör en dimensionsanalys av ekvationen ovan finner man att resistansen måste ha sorten  $s \cdot m^{-1}$  för att man ska få rätt sort på det sensibla flödet ( $J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$  eller  $W \cdot m^{-2}$ ). Resistansbegreppet diskuteras utförligare under avsnittet "Vind och turbulent transport" (se också kap 4).

### *Daglig och årlig temperaturvariation*

Under en solig dag beskriver lufttemperaturen, grovt sett, en sinussvängning med ett minimum normalt just efter solens uppgång och ett maximum en stund efter strålningsmaximum. Man kan säga att temperaturen hela tiden släpar efter i förhållande till strålningen (fig. 8.5). Eftersläpningen mellan strålning och temperatur beror dels på den lagring av energi som sker i mark och vegetation, dels på de





**Figur 8.5.** Relativ solinstrålning och lufttemperatur ovan bar mark (omritad efter Rosenberg et al, 1983).

övriga energiutbyten som sker vid ytan (sensibelt och latent). På förmiddagen sker en ökning av energiinnehållet i mark och vegetation. När strålningen sedan avtar på eftermiddagen frigörs denna energi som då hjälper till att värma luften. Om vi hade ett helt isolerat och torrt system skulle denna fasförskjutning mellan strålning och temperatur inte finnas. Situationen blir densamma om man betraktar den årliga cykeln av strålning och temperatur med samma förklaringsgrunder.

Den figur över den dagliga temperaturvariationen som vi just har tittat på avslöjar inte allt om hur temperaturen varierar. Om vi sätter ett förstoringsglas på en del av dygnskurvan upptäcker man att det finns stora variationer som är till synes slumpmässiga utan korrelation med strålningen. Tidsskalan på denna till synes slumpmässiga variation beror på hur nära marken man befinner sig. Närmast marken har man fluktuationer med en frekvens av typiskt 10-20 Hz (10-20 svängningar per sekund). Den hänger samman med den turbulens som finns i luften. Luften är inte homogen utan består av en mängd "luftbubblor" av olika storlek och dessa bubblor kan ha olika temperatur och de rör sig dessutom med olika hastighet och åt olika håll i rummet.

## 8.2 Vind och turbulent transport

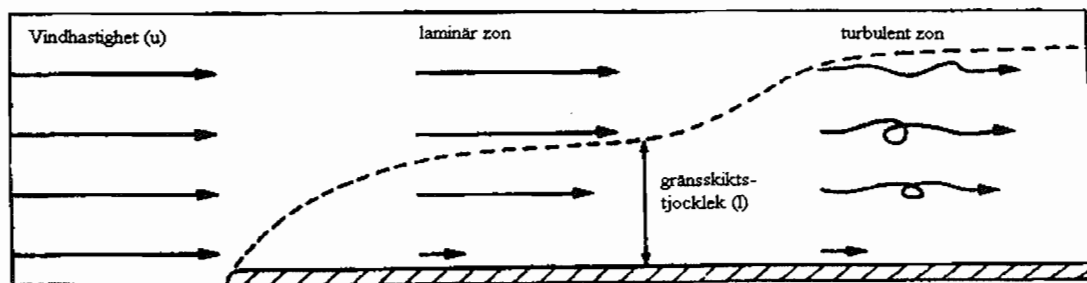
Vinden spelar en viktig roll när det gäller flödet av sensibelt och latent värme mellan jordytan och atmosfären. Flödet sker huvudsakligen genom ett utbyte av massa och det är vindrörelserna som svarar för att detta massutbyte äger rum. Vinden hjälper till att transportera olika egenskaper hos massan (luften). För att förstå hur detta utbyte går till behöver vi känna till några olika begrepp inom detta område. Inom meteorologin talar man ofta om atmosfäriska gränsskikt. Ett gränsskikt är helt enkelt ett skikt av lufthavet som har liknande egenskaper (ur transportsynpunkt) inom hela skiktet.

När vinden blåser över ett föremål exempelvis ett blad uppstår ett tunt skikt närmast ytan där man har laminär strömning. Laminär strömning karaktäriseras av att flödeslinjerna är parallella med ytan och att utbytet genom skiktet sker genom

molekylär diffusion (molekylerna knuffar på varandra). Detta skikt kallas det laminära gränsskiktet.

Ovanför det laminära gränsskiktet bildas turbulens som enkelt uttryckt är en slags "kaotisk" (till synes) virvelbildning i luften. Tidigare trodde man att dessa virvlar var helt oordnade men med en förfinad teknik börjar man nu skönja en viss struktur även i dessa. Detta skikt kallas för det turbulenta gränsskiktet (eller ytskiktet) och på dagen sträcker det sig normalt några hundra meter upp i lufthavet. Vid stabil skiktning som på natten minskar dess tjocklek betydligt. Ovanför ytskiktet finns andra typer av gränsskiktsskikt som vi dock inte går in på här. Det är i det turbulenta gränsskiktet som vi har väl definierade profiler och som vi strax ska återkomma till.

Om man studerar utvecklingen av gränsskikten över till exempel ett blad (fig. 8.6) ser man att det först byggs upp ett laminärt skikt från bladkanten och inåt. Detta växer succesivt med avståndet från kanten och när det har nått en viss kritisk tjocklek övergår strömningen delvis i en



**Figur 8.6.** Schematisk beskrivning av utvecklingen av ett gränsskikt över en slät yta i en laminär luftström. Vindhastigheten minskar närmast den släta ytan, där ett laminärt gränsskikt bildas. Längre ifrån ytan övergår den laminära luftströmmen till en turbulent luftström. (omritad efter Oke, 1978)

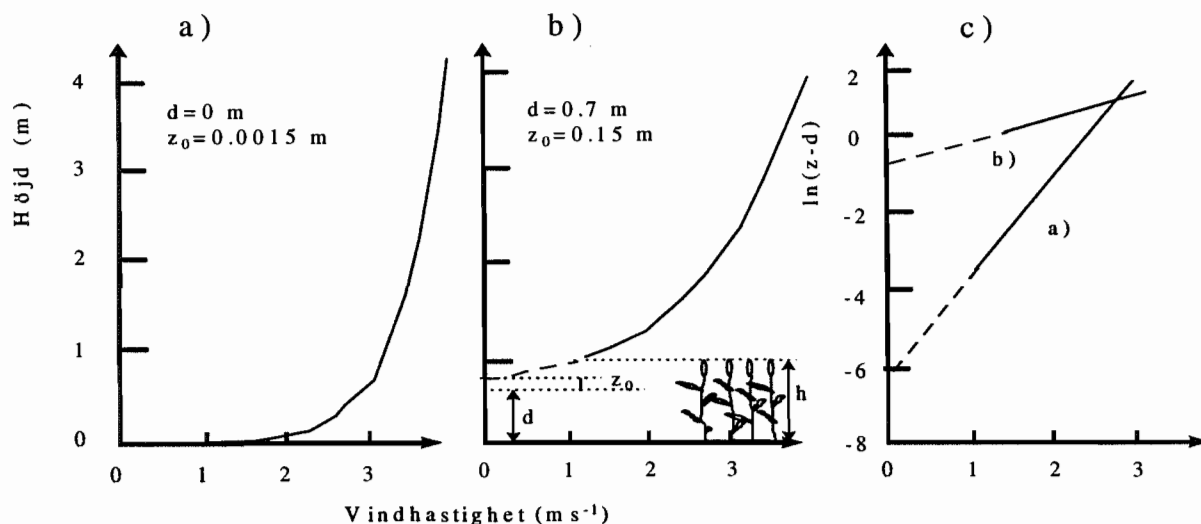
turbulent strömning. Det turbulenta gränsskiktet växer snabbare än det laminära men det finns fortfarande kvar ett laminärt skikt närmast ytan, ofta endast någon eller några millimeter tjock.

Upphovet till de turbulenta vindrörelserna är av både termisk och mekanisk art. Det är viktigt att påpeka att även om flödet i ytskiktet är oregelbundet så kan egenskapernas uppförande behandlas på ett systematiskt sätt med hjälp av statistik.

### ***Vindprofil och impulsflöde***

Kunskap om hur vinden varierar med höjden över marken är viktig av åtminstone två skäl: Dels kan vindprofilen användas för att beräkna effektiviteten i utbytet mellan marken och atmosfären och dels kan den användas för att beräkna hastigheten på en godtycklig nivå under förutsättning att man vet värdet på en nivå. Orsaken till att det uppstår en höjdvariation i vindhastighet är att när vinden sveper över en yta uppstår friktion mellan partiklarna närmast ytan och själva ytan. Luft är en fluid och en följd av den friktion som uppstår vid ytan är att det även uppstår friktionskrafter längre upp

i lufthavet. Resultatet av allt detta är att vi får en vindhastighet som ökar logaritmiskt med höjden (fig. 8.7a).



**Figur 8.7.** Tänkbara vindprofiler då vindhastigheten på 4 m är  $3.5 \text{ ms}^{-1}$  för bar mark (a) och stråsåd (b) med motsvarande lin-log transformeringar (c). (Omritat efter Oke, 1978).

Vi kommer nu till ett begrepp som är ganska abstrakt, nämligen impuls och impulsflöde, men det är viktigt för fortsättningen att ha en någorlunda klar uppfattning om detta. Impuls eller rörelsemängd är helt enkelt massa gånger hastighet. Vinden har alltså en viss impuls beroende på dess hastighet (känns påtagligt när det blåser). Om man gör en analogi med temperatur och sensibelt värme flöde där vi konstaterade att energi flödar från ställen med hög potential (temperatur) mot ställen med låg potential så inser man när man betraktar vindprofilen i fig. 8.7a att impuls flödar mot markytan. Till skillnad mot värme flöden så är impulsflödet alltid riktat mot marken eftersom vindprofilen aldrig kan ändra riktning.

Den totala friktionskraften per markyteenhet utgör det så kallade impulsflödet (eng. shearing stress). Man kan se impulsflödet, som ju är ett flöde i vertikalled, som en manifestation av den horisontella impuls som vinden förlorar när den passerar över en yta. Storleken på impulsflödet ger en indikation på hur effektivt utbytet av värme, vattenånga och andra gaser

Empiriskt har man funnit att vindprofilen är logaritmisk och att hastigheten på en viss höjd,  $u(z)$ , därmed kan beskrivas med följande funktion:

$$u(z) = \frac{u_* \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{k}$$

8.4

där  $u_*$  är friktionshastighet ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $z$  är höjden över marken (m),  $z_0$  är skrovlighetslängden (m) och  $k$  von Karman's konstant ( $=0.40$ ). För vegetationsytor som har en signifikant höjd, t ex grödor och särskilt skogar, måste man införa en s k nollplansförskjutning för att kunna beskriva vindprofilen korrekt ovanför ytan (fig. 8.7b). Den mera kompletta ekvationen för vindprofilen (logaritmiska vindlagen) blir då:

$$u(z) = \frac{u_* \ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right)}{k} \quad 8.5$$

där  $z_d$  är nollplanshöjden. Om man plottar höjden  $\ln(z - z_d)$  mot vindhastigheten får man en rät linje med lutningen  $k/u_*$  och där skärningen med y-axeln ger värdet på  $z_0$  (fig. 8.7c). Detta används som en metod att bestämma skrovlighetsparametrarna, dock  $z_0$ , alternativt, om dessa är kända, att beräkna  $u_*$ .

Friktionshastigheten,  $u_*$ , är en karaktäristisk hastighet som är relaterad till turbulensen. Ett stort värde på  $u_*$  betyder hög turbulensintensitet. Friktionshastigheten definieras genom relationen:

$$u_*^2 = \frac{\tau}{\rho_a} \quad 8.6$$

där  $\tau$  är impulsflödet ( $\text{g m}^{-1} \text{s}^{-2}$ ) och  $\rho_a$  är luftens densitet ( $\text{g m}^{-3}$ ).

Skrovlighetslängden,  $z_0$ , är ett mått på ytans ojämnheter. Ju skrovligare, ojämna ytan är, desto större är dess skrovlighetslängd. En yta som har ett stort värde på  $z_0$  skapar mera turbulens än en yta med lågt  $z_0$  vid i övrigt samma förhållanden. En enkel tumregel säger att:

$$z_0 \gg 0.1 z_h \quad 8.7$$

där  $z_h$  är vegetationens höjd. Detta innebär att skrovlighetslängden är typiskt 10 cm för en gräsmatta och 1-2 m för skog. I realiteten beror  $z_0$  för ett vegetationställe även av faktorer som mängden och den vertikala fördelningen av ytelementen.

Nollplansförskjutningen,  $z_d$ , kan tolkas som den höjd där tyngdpunkten för den av vegetationen absorberade impulsen ligger. Nollplansförskjutningen är på samma sätt som  $z_0$  en komplicerad funktion av beståndets struktur men empiriskt har man funnit att för de flesta vegetationstyper gäller:

$$z_d \gg 0.67 z_h \quad 8.8$$

Det bör påpekas att det som sagts ovan vad gäller vindprofilernas logaritmiska form endast gäller vid neutral skiktning i atmosfären. Vid avvikelser från detta avviker profilen från den "rena" logaritmiska formen åt olika håll beroende på om det är instabil eller stabil skiktning.

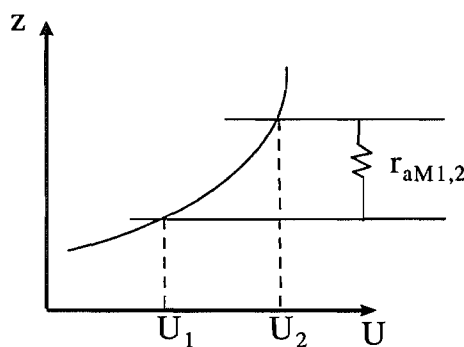
## Aerodynamisk resistans

Det har tidigare nämnts att man kan definiera en resistans i samband med formuleringen av t ex ekvationen för det sensibla värmeflödet. I detta avsnitt beskrivs mer utförligt hur denna resistans definieras och hur man kan beräkna den utifrån kännedom om vinden samt vissa vegetationsegenskaper. Vi erinrar oss att i analogi med Ohms lag kan ett flöde beräknas som en potentialskillnad dividerat med en resistans. Om vi nu tillämpar detta för impulsflödet,  $\tau$ , får vi:

$$\tau = \rho_a \frac{u(z_2) - u(z_1)}{r_{aM1,2}} \quad 8.9$$

där  $u(z_2)$  och  $u(z_1)$  är vindhastigheten på höjden  $z_2$  respektive  $z_1$  och där  $r_{aM1,2}$  är resistansen i lufthavet mellan de två nivåerna (fig 7.8). Denna resistans som definieras av ekvationen enligt ovan, kallas normalt den aerodynamiska resistansen. Om man känner impulsflödet och vindhastigheten på dessa nivåer skulle man kunna beräkna resistansen. Impulsflödet är svårt att komma åt så man måste utveckla ekvationen ytterligare för att kunna uttrycka den i enkelt mätbara storheter. Till att börja med kan vi ersätta impulsflödet med friktionshastigheten eftersom vi tidigare definierat ett samband mellan dessa (Ekv. 7.6) och får då:

$$r_{aM1,2} = \frac{u(z_2) - u(z_1)}{u_*^2} \quad 8.10$$



**Figur 8.8.** Schematisk bild över hur den aerodynamiska resistansen,  $r_{aM}$  beräknas utifrån vindhastigheten,  $U$ , på höjden  $z$ .

Denna ekvation ger resistansen mellan två nivåer i lufthavet och följaktligen kan den totala resistansen från vegetationen, där vindhastigheten definitionsmässigt är noll, till en godtycklig nivå uttryckas som:

$$r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad 8.11$$

Problemet med denna till synes enkla ekvation är att finna ett värde på  $u_*$ . Vi har tidigare definierat den logaritmiska vindlagen (ekv. 8.5) och ur den kan vi lösa ut  $u_*$  som:

$$u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{(z - z_d)}{z_0}\right)} \quad 8.12$$

och om vi nu ersätter  $u_*$  i ekvation 8.10 med detta uttryck får vi:

$$r_{aM} = \frac{\left[ \ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right) \right]^2}{k^2 u(z)} \quad 8.13$$

Vi har nu fått ett uttryck för den aerodynamiska resistansen som innehåller en relativt enkelt mätbar storhet som vindhastigheten samt de två skrovlighetsparametrarna,  $z_d$  och  $z_0$  som det också är möjligt att erhålla värden på. Den resistans som vi nu har härlett gäller för impulsflödet. Tyvärr är det inte så enkelt att resistansen för utbyte av värme och vattenånga är exakt samma som för impuls. När det gäller utbytet av värme så sker det enbart i form av så kallad "skin friction", d v s genom de luftmolekyler som kommer i kontakt med själva ytan. Utbytet av impuls sker dels genom "skin friction", dels genom "form drag". Det finns inga svenska uttryck för dess begrepp men "form drag" uppstår när en solid kropp i en luftström skapar virvlar som också de verkar bromsande på luften. I den processen absorberas en viss mängd impuls utan jämförande inverkan på andra flöden. Konsekvensen av detta blir att:

$$r_{aM} \leq r_{aH} \quad 8.14$$

För en vegetationsyta kan man tolka detta som att skrovlighetslängden är mindre för värme och vattenånga än motsvarande för vinden. Man kan visa att:

$$r_{aH} = \underbrace{\ln\left(\frac{(z - z_d)}{z_0}\right)}_{r_{aM}} \bigg/ \underbrace{ku_*}_{r_b} + \ln\left(\frac{z_0}{z_H}\right) \bigg/ ku_* \quad 7.15$$

där  $z_H$  är skrovlighetslängden för utbytet av värme och där  $r_b$  benämns "excess resistance". För vegetationsytor kan man grovt ansätta att skrovlighetslängden för värme är en tiondel av skrovlighetslängden för impuls. Friktionshastigheten ligger typiskt mellan 0.1 och 0.5 m s<sup>-1</sup> och därav följer att  $r_b$  ligger mellan 10 och 50 s m<sup>-1</sup>. Detta är värden av samma storleksordning som  $r_{aM}$ , dvs om man tillämpar  $r_{aM}$  för beräkning av utbytet av värme och vatten bör det ske med viss försiktighet. Vår kunskap om vilka faktorer som bestämmer  $z_H$  är för närvarande begränsad men forskning pågår.

### 7.3 Luftfuktighet

Inom meteorologien spelar luftens fuktighet en mycket viktig roll bl a därför att stora mängder energi åtgår respektive frigörs när vatten avdunstar respektive kondenserar.

För att till exempel avdunsta/kondensera 1 l H<sub>2</sub>O åtgår/frigörs 2.45 MJ. Detta är ungefär 6 gånger mer energi än det som krävs för att värma upp motsvarande mängd från 0 till 100 °C. Vindens transportförmåga tillsammans med det faktum att så mycket energi finns bunden i vattenånga gör att luftens fuktighet har så stor betydelse för energiutbytet mellan jordytan och atmosfären.

Luftfuktigheten har även stor betydelse inom biologin. Förutom att den fungerar som en viktig regulator ur avdunstningssynpunkt har den stor betydelse t ex för utveckling och tillväxt av olika slag av patogener.

### ***Begrepp och definitioner***

Viktigt är att konstatera att fuktig luft, d v s luft som innehåller vattenånga, uppför sig som en ideal gas vilket gör att gaslagarna kan tillämpas. En konsekvens av att fuktig luft uppför sig som en ideal gas är att luftens tryck är summan av dess partialtryck, eller:

$$p = p_d + e_a \quad 8.16$$

där  $p_d$  är partialtrycket för torr luft och  $e_a$  är vattenångans tryck i gasblandningen.

Densiteten av fuktig luft definieras som:

$$\rho_a = \frac{m}{V} \quad 8.17$$

där  $m$  är massan av torr luft plus massan av vattenånga och  $V$  är volymen. Med hjälp av gaslagarna kan man visa att:

$$\rho_a = \frac{M_a}{R} \cdot \frac{(p - 0.378e_a)}{T} \quad 8.18$$

där  $M_a$  är den torra luftens molekylvikt,  $R$  är den universella gaskonstanten och  $T$  luftens temperatur. Det viktiga med denna ekvation är att vi ser att luftens densitet är en funktion av tryck, temperatur och fuktighet. Fuktighetsberoendet är inte speciellt stort, exempelvis är skillnaden mellan torr och fuktighetsmättad luft endast ca 1% vid 20<sup>o</sup> och normalt tryck. Temperatur och tryckberoendet är desto större. Känner man till den här ekvationen kan man lätt korrigera för dessa faktorer vid behov.

Med dessa relationer som utgångspunkt kan vi nu definiera ett antal olika fuktighetsmått. Specifik fuktighet,  $q$ , som definieras som förhållandet mellan massan av vattenånga,  $m_w$ , och luftens totala massa:

$$q = \frac{m_w}{(m_w + m_d)} \quad 8.19$$

där  $m_d$  är massan av torr luft. Sambandet mellan specifika fuktigheten och ångtrycket ges av:

$$q = \frac{0.622e_a}{(p - 0.378e_a)} \quad 8.20$$

Faktorn 0.622 är kvoten mellan molekylvikten för vatten och molekylvikten för torr luft. Faktorn 0.378 är helt enkelt  $1 - 0.622$ . Specifika fuktigheten,  $q$ , är dimensionslös men ofta uttrycks den i sorten  $\text{g kg}^{-1}$  eftersom det ger en mera hanterlig storhet på siffrorna.

Absolut fuktighet,  $c$ , är mängd vattenånga per volymenhet fuktig luft.

$$\chi = \frac{m_w}{V} \quad 8.21a$$

och vidare är  $c$  relaterad till ångtrycket genom:

$$\chi = \frac{e_a M_w}{RT} \quad 8.21b$$

där  $M_w$  är molekylvikten hos vatten.

Blandningsförhållandet,  $w$ , är kvoten mellan massan av vattenånga och massan av torr luft:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad 8.22$$

och  $w$  är relaterad till ångtrycket genom:

$$w = \frac{0.622e_a}{p_d} \quad 8.23$$

där  $p_d$  är den torra luftens partialtryck. I praktiken kan man för det mesta ersätta  $p_d$  med  $p$  eftersom skillnaden mellan dessa för det mesta är mindre än en procent.

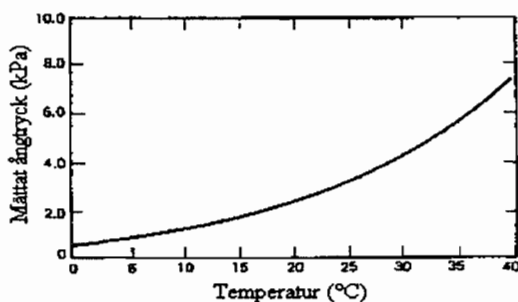
### ***Begreppet mätnad***

Luft som befinner sig ovanför en vattenyta säges vara mättad när jämvikt råder, d v s när lika många vattenmolekyler lämnar ytan som de som fångas upp av ytan. Mängden vattenånga i mättad luft är starkt beroende av temperaturen enligt följande samband:

$$e_s = 0.61078e^{\left(\frac{17.269T}{(T+237.3)}\right)} \quad 8.24$$



där  $e_s$  är mättnadsångtrycket i KPa och  $T$  är temperaturen i °C (notera att  $e$  betyder den naturliga logaritmen i ekvationen). Ekvationen ovan, som kallas Tetens ekvation, gäller vid temperaturer över noll grader. Som synes ökar mättnadsångtrycket exponentiellt med temperaturen (fig. 8.9) och den mängd vattenånga som luften maximalt kan hålla vid t ex 20 °C är 3,8 gånger så stor som vid 0 °C. Om luften är mycket ren kan det inträffa att den blir övermättad, dvs den får en ånghalt som är större än det som ges av ekvationen ovan. Nära jordytan finns emellertid alltid kondensationskärnor som gör att kondens uppstår och därmed nås jämvikt och mättnad enligt definitionen ovan.



**Figur 8.9.** Mättnadsångtryck hos vatten som funktion av temperatur. (Omritat efter Rosenberg et al, 1983).

### Relativa fuktighetsmått

Den relativa fuktigheten,  $h_a$ , definieras här som:

$$h_a = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100 \quad 8.25$$

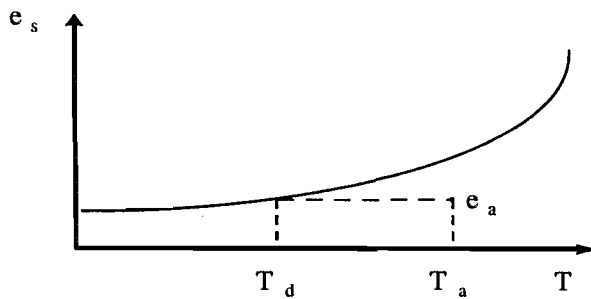
$h_a$  är kanske det mest använda fuktighetsmättet men kanske också det mest missförstådda och missbrukade. Detta beror på att  $h_a$  inget säger om den absoluta fuktigheten. Samma  $h_a$  vid olika temperaturer betyder olika absolut fuktighet.

Ångtrycksdeficit (eller mättnadsdeficit), är ett vanligt begrepp i avdunstningssammanhang. Det definieras som skillnaden mellan mättnadstryck och aktuellt tryck:

$$\Delta e = e_s - e_a \quad 8.26$$

Man brukar säga att de är ett mått på "suget" efter vattenånga i luften. Stort ångtrycksdeficit innebär normalt att drivkraften för avdunstning också är stor.

Daggpunktstemperatur definieras som den temperatur till vilken ett luftpaket måste avkylas för att mättnad ska nås (fig. 8.10). Om man känner det aktuella ångtrycket kan man beräkna daggpunktstemperaturen ur Tetens ekvation.



**Figur 8.10.** Schematisk bild över bestämning av daggpunktstemperatur. Temperaturen,  $T$ , sänks tills det aktuella trycket,  $e_a$  når mättnadstrycket,  $e_s$ , för luftmassan.

### ***Fuktigheten i luften***

Det vatten som finns i atmosfären har tillkommit i sin helhet genom avdunstning från land och hav (och isar). Transporten av vattenånga i luften kan behandlas analogt med den sensibla värmetransporten. Nettoflödet av vattenånga är vanligtvis uppåt på dagen medan det kan gå i bägge riktningar på natten. Detta innebär att fuktighetsprofilen nästan alltid är avtagande på dagen medan temperaturprofilen kan vara båggedera.

Studerar man dygnsdynamiken av luftens fuktighet finner man att den ofta har ett maximum en kort period efter det att strålningen har sitt maximum.

### ***Dagg***

Dagg är vatten som har kondenserat på vegetationsytor (eller andra föremål) vars temperatur fallit under daggpunkten på grund av strålningsavkylning. Dagg kan vara av betydelse inom skogs- och jordbruk men knappast i vårt klimat. Inom vissa arida områden kan dock daggbildning vara helt avgörande för vissa växters överlevnad. Även ur patogensynpunkt kan dagg vara av betydelse.

Dagg är svårt att mäta kvantitativt men olika uppskattningar visar att daggbildning kan vara maximalt 0.2-0.5 mm/natt. På årsbasis finns uppskattningar av storleksordningen 20-50 mm. Man bör känna till att dagg kan bildas redan vid relativa fuktigheter omkring 90%, dvs luften behöver inte vara mättad för att fenomenet ska inträffa. Detta beror på att dagg bildas på själva vegetationsytorna och dessa kan ha en temperatur som ligger under luftens temperatur.

## **8.4 Avdunstning**

Vi har tidigare talat om vattenångans och därmed avdunstningens betydelse inom meteorologien, bl a därför att mycket energi åtgår för att fasomvandla vatten till ånga. Den energi som åtgår för att avdunsta en massenhet vatten kallas ångbildningsvärme och brukar betecknas  $l$  eller  $L$ .

$$L = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$$

(vid 20°C)

8.27

Vatten är som alla förstår av ytterst vital betydelse för växtligheten trots att endast en mycket liten del, ca 1%, av det vatten som transporteras genom växten utnyttjas i metabolismen. Vattnets stora betydelse är att fungera som klimatanläggning (kylare) samt för att upprätthålla trycket i växternas celler. Avdunstningens betydelse som kylanläggning framgår när man förstår att bladen skulle få en övertemperatur av 25 °C vid en instrålning av 500 W m<sup>-2</sup> om avdunstningen skulle vara noll. Först några definitioner och beteckningar som är bra att känna till.

Avdunstning definieras som den fysikaliska process som medför att en vätska överförs till gasform, i vårt fall när vatten övergår till vattenånga. Sublimation inträffar när man får en fasomvandling från fast form (is) direkt till ånga. Transpiration betecknar man den avdunstning som sker av vatten som har passerat genom växten. Evapotranspiration brukar användas när man vill betona att man avser dels avdunstning från t ex interceptorat vatten, dels transpiration. Potentiell evapotranspiration, ett begrepp som ofta används men som egentligen saknar en entydig definition. Begreppet introducerades av Thomtwaite och Penman 1948 oberoende av varandra och avsåg en beräkning av avdunstningen från en fri vattenyta enbart utgående från rådande klimat. På den tiden ansågs vegetationen vara utan inre kontroll över transpirationen, man betraktade helt enkelt växterna som 'våta svampar' givet att det fanns god tillgång på vatten. En vanlig missuppfattning om begreppet potentiell evapotranspiration beräknad på detta sätt är att det är den största möjliga avdunstningen givet ett visst klimat. I dag vet vi att avdunstningen från en våt och skrovlig vegetationsyta, t ex en skog efter regn, kan vara betydligt större än avdunstningen från en fri vattenyta. Detta beror bland annat på att den skrovliga ytan har kanske en tiopotens lägre aerodynamisk resistans än en vattenyta.

### *Meteorologiska parametrars inverkan på avdunstningen*

Det är klart att  $R_n$  är den huvudsakliga energikällan för avdunstningen. I humida klimat kan man för grödor grovt avsätta att  $R_n = LE$  när grödan är välutvecklad och vattentillgången är god. I viss litteratur kan man finna uppgiften att  $R_n$  är en övre gräns för avdunstning men det är nonsens - det finns ingen sådan teoretisk begränsning. För låg vegetation och grödor finns normalt ett starkt samband mellan avdunstning och nettostrålning. För hög vegetation som skog är det snarare ångtrycksdeficitet som kontrollerar avdunstningen.

Avdunstningen påverkas i hög grad av den omgivande luftens fuktighet. Ju torrare luften är desto större blir potentialskillnaden, drivkraften, för vattenångflöde och desto högre blir avdunstningen. Normalt finner man god korrelation mellan avdunstningen och ångtrycksdeficitet, de, utom när växterna reagerar med att stänga klyvöppningarna och därmed den vägen minska på avdunstningen.

Generellt kan man säga att temperaturen påverkar avdunstningen på fyra olika sätt: (1) Hög temperatur är en förutsättning för att man ska kunna ha ett högt ångtrycksdeficit, (2) när temperaturen är hög finns mycket sensibelt värme lagrad i luften. Detta kan

användas som ett 'energitillskott' utöver energi från strålning, till att driva avdunstningen, (3) vid höga temperaturer åtgår mindre energi för att avdunsta vatten, och (4) stomatas funktion kan påverkas av temperaturen. Här saknas dock generell kunskap för närvarande.

### ***Halvempiriska avdunstningsformler***

Kombinationsekvationer kallas en skara av metoder för att beräkna avdunstning vars uppkomst kan härledas till ett pionjärbete av H.L. Penman som gjordes redan 1948. Penman var den förste som beaktade både energitillförseln via strålning och den turbulenta transporten av värme och vattenånga. En av dessa s k kombinationsmetoder bygger på att man beräknar avdunstningen som en restterm av energibalansen:

$$LE_- = -R_n - H \quad 8.28$$

och

$$H_- = \frac{\rho_p (T_a - T_s)}{r_{aH}} \quad 8.29$$

Observera att man här har antagit att alla lagringstermer samt markvärmeflödet är försumbara (se vidare Kap 4 och Ekv 4.7).  $R_n$  och  $T_a$  kan mätas relativt enkelt och nuförtiden finns strålningstermometrar med vars hjälp man kan mäta ytors temperatur. Vi har ju tidigare behandlat hur  $r_{aH}$  kan beräknas. Problemet ligger i att det fortfarande är svårt att mäta  $T_s$  på ett representativt sätt och det är långt ifrån en standardmetod som kan tillämpas i stor skala.

För att härleda det som kallas Penmans kombinationsekvation måste vi först ställa upp ytterligare en ekvation nämligen den som direkt beskriver avdunstningen (jfr ekv. 4.18):

$$LE_- = \frac{\rho_p (e_a - e_s(T_s))}{\gamma(r_{aH})} \quad 8.30$$

där  $\gamma$  är den så kallade psykrometerkonstanten. Denna ekvation gäller för avdunstning från en våt yta. I dessa tre ekvationer har vi två variabler som är "ytberoende", nämligen  $T_s$  och  $e_s(T_s)$ . Det gäller att på något sätt eliminera dessa ur ekvationerna ovan eftersom det är svårt att komma åt dessa parametrar. Penman gjorde här ett snilledrag som medförde att man kunde eliminera de ytberoende variablerna i ekvationssystemet. Om vi erinrar oss sambandet mellan mätnadsångtryck och temperatur (fig. 8.9) så kan man definiera en ny parameter,  $s$ , som är lutningen på den kurvan vid medelvärdet av  $T_a$  och  $T_s$ :

$$s = \frac{(e_s(T_s) - e_s(T_a))}{(T_s - T_a)} \quad 8.31$$

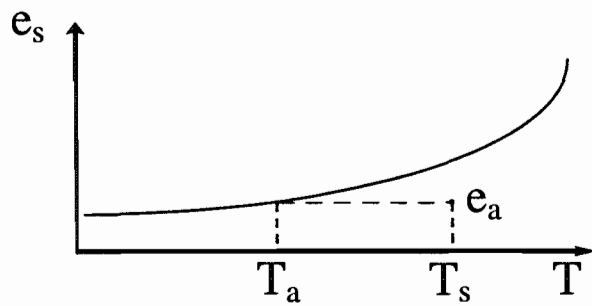


Fig. 8.11 Bladytetemperaturen,  $T_s$ , skattas med sambandet där temperaturen är en funktion av mättnads ångtrycket,  $e_s$ .  $T_a$  är lufttemperaturen och  $e_a$  det aktuella ångtrycket i lufte.

Genom att kombinera dess fyra ekvationer kan man uttrycka avdunstningen som:

$$LE_- = -\frac{(R_n s + \rho c_p \delta e)}{r_{ah}} \cdot \frac{1}{(s + \gamma)} \quad 8.32$$

Detta är en generell ekvation för avdunstning från en våt yta. Observera att den ej är beroende på några ytvariabler och att de är ångtrycksdeficitet i luften och ej vid vegetationsytan. Det är alltså tillräckligt med att ha tillgång till klimatdata från en nivå i luften. Det är sådant som mäts standardmässigt i t ex SMHI:s stationsnät. Man bör dock påpeka att introduktionen av "s" innebär en approximation och vid extremt stora skillnader mellan  $T_s$  och  $T_a$  kan man få ett signifikant fel vid beräkningar med ekvationen enligt ovan.

När Penman gjorde sin ursprungliga härledning 1948 använde han inte begreppet "aerodynamisk resistans" utan han introducerade något som han kallade "wind function" så att ekvationen ovan fick den klassiska formen:

$$E_0 = \frac{(sR_{n0} + \gamma E_a)}{(s + \gamma)} \quad 8.33a$$

där  $E_0$  är avdunstningen från en fri vattenyta,  $R_{n0}$  är nettostrålningen över vattenytan och:

$$E_a = f(u)(e_s - e_a) \quad 8.33b$$

$$f(u) = 0.27 \left( 1 - \frac{u}{100} \right) \quad 8.33c$$

och där  $e_s$  och  $e_a$  skall ha sorten mbar och  $u$  är vindhastigheten given i km per dag.

För att beskriva den potentiella avdunstningen från vegetation  $E_{Tp}$  introducerade Penman "crop coefficients" enligt:

$$E_{Tp} = f_1 E_0 \quad 8.34$$

där  $f_1$  är lika med 0.8 på sommaren och 0.6 på vintern för gräsytor.

Detta var ett empiriskt sätt att behandla saken på och Penman kom själv på en bättre, mera strikt lösning, när han introducerade resistansbegreppet i ekvationerna. Denna modifikation brukar tillskrivas J.L. Monteith men faktum är att Monteith själv refererade till Penman i sitt arbete om detta. Numera har han dock accepterat begreppet Penman-Monteith ekvation om följande:

$$LE_{T-} = - \frac{\left( R_n s + \left( \frac{\rho c_p \Delta e}{r_{aH}} \right) \right)}{\left( s + \gamma \left( \frac{1 + r_c}{r_{aH}} \right) \right)} \quad 8.35$$

där  $LE_{T-}$  är transpirationen och  $r_c$  är den integrerade stomataresistansen för hela bladverket.

Ytterligare ett användbart begrepp inom detta område är den så kallade jämviktsavdunstningen. Det är den avdunstning som råder i ett i ett mättat (jämviktat) system, d v s,  $\Delta e$  är = 0 och avdunstningen blir:

$$E_{eq-} = - \frac{R_n s}{(s + \gamma)} \quad 8.36$$

Man kan tänka sig att denna avdunstning borde kunna inträffa när luften har passerat över stora vattenytor. Empiriskt har man dock funnit att detta sällan inträffar och på regional skala har man istället empiriskt funnit att:

$$E_{PT} = -1.26 E_{eq-} \quad 8.37$$

vilket benämns Priestley - Taylors ekvation efter upphovsmännen. Denna ekvation är enkel att använda och kräver endast två parametrar, luftens temperatur och nettostrålningen.

## 9. Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark

Markens temperatur är en viktig reglerande faktor för alla biologiska markprocesser. Speciellt i ett klimat som vårt är temperaturen viktig eftersom den till stor del bestämmer utvecklingen av våra vanliga grödor i de tidiga stadierna. Då vegetationssäsongen är kort som i norra Sverige kan en gynnsam utveckling av markens temperatur under våren vara helt avgörande för om grödan överhuvudtaget skall hinna mogna.

De processer som bestämmer temperaturförhållandena i marken är mycket komplexa vilket ibland har begränsat våra kunskaper till en mycket grov klassifikation av olika jordars temperatur. Benämningar som varma/kalla jordar förekommer alltjämt inom svenskt lantbruk utan någon närmare definition. En enskild jordbrukare har ofta en mycket klar bild av relativa skillnader i marktemperatur mellan olika fält på en gård. Denna typ av empirisk kunskap skall givetvis inte förringas eftersom den varit, och fortfarande är, av stor praktisk betydelse. För att bättre kunna förstå: 1) hur skillnaderna mellan olika fält uppkommer och 2) hur stora skillnaderna kan vara, måste vi betrakta de grundläggande fysikaliska mekanismerna för värmetransport och värmelagring både i luft och mark. Under vinterförhållanden måste vi dessutom beakta snöns inverkan och betydelsen av fasomvandlingen då marken tjälar (se avsnittet om tjäle).

I detta kapitel diskuteras:

- 1) Strålningsbalansen vid markytan
- 2) Energibalansen vid markytan
- 3) Markens förmåga att lagra värme
- 4) Markens förmåga att transportera värme
- 5) Utbredningen av temperaturförändringar i marken
- 6) Hur vi kan förändra marktemperaturen genom att påverka förhållandena ovan eller i marken

### 9.1 Strålningsbalansen vid markytan

För att förstå bakgrunden till alla förändringar av temperaturförhållandena i mark måste vi först analysera markytans strålningsbalans. Som framgått tidigare (se avsnitt om energibalans) så kan energi överföras på tre olika sätt:

- genom strålning
- genom ett massflöde, dvs konvektion
- genom ledning, dvs överföring av de enskilda molekylernas egenrörelse

De tre mekanismerna spelar ofta mycket olika roller vid bestämningen av energibalansen för en given kropp.

Strålningen skiljer sig från konvektion och ledning främst genom att den är den enda mekanismen som ej förutsätter någon materia för spridning av energi. Alla kroppar avger hela tiden en viss mängd energi som beror av kroppens ytemperatur och denna energi sprids som strålning. Detta brukar kallas för svartkropps-strålning och det beskrivs matematiskt av Stefan Boltsmanns lag (se kap. 7).

Emissiviteten,  $\epsilon$ , används för att beskriva hur väl olika typer av material efterliknar en perfekt svart kropp. För de kroppar som i det här sammanhanget intresserar oss, jorden och solen, så är dock emissiviteten nära 1. Observera att emissiviteten inte har någonting med den färg som vi uppfattar med våra ögon att göra. Svart kropp gäller den strålning som kroppen avger. All den strålning som på detta sätt avges från jorden är ej synligt ljus eftersom jordytans temperatur är alldeles för låg. Frekvensen eller spektrat på den energi som bortgår som svartkropps-strålning bestäms nämligen också av den absoluta temperaturen enligt  $\lambda = 2700/T$  (se Wiens förskjutningslag, kap 7), där  $\lambda$  är den våglängd där intensiteten är maximal, uttryckt i m. Eftersom jordens yta är cirka 300 °K så erhåller vi en maximal utstrålning för jorden på cirka 9  $\mu\text{m}$ . Hela spektrat, som brukar kallas för långvågig strålning, ligger i intervallet från 5 till 30  $\mu\text{m}$ . Denna strålning ligger i ett helt annat spektra än det synliga ljuset som alstras av solen med en ytemperatur av cirka 6 000 °K. Solens strålning kallar vi på motsvarande sätt för kortvågig strålning och den ligger i intervallet från 0,3 till 3  $\mu\text{m}$ .

För jorden som helhet gäller i stort sett att den totala mängden inkommande kortvågiga strålning (som ej reflekteras) balanseras av en lika stor mängd utgående långvågig strålning. Under sådana betingelser förändras inte klimatet sett ur ett längre tidsperspektiv. Väljer vi att istället betrakta strålningsbalansen vid en enskild tidpunkt och för en enskild plats finner vi att växlingarna i strålningsbalansen är mycket stora även om medelvärdet är noll. Det är dessa växlingar i strålningsbalansen som ytterst bestämmer både de storskaliga meteorologiska skeendena och det lokala mikroklimatet för en yta.

Denna balansekvation för nettostrålning kan i den stora skalan påverkas genom att atmosfärens sammansättning förändras och det kan då leda till förödande konsekvenser för mänskligheten. Om stora mängder partiklar ansamlas i atmosfären efter vulkanutbrott eller efter stora skogsbränder kan atmosfärens albedo ( $\alpha$ ) öka och därigenom leda till ett kallare klimat. På motsvarande sätt kan också den ingående långvågsstrålningen öka om vi fortsätter att höja koldioxidhalten i atmosfären. Detta leder då till ett varmare klimat med stora översvämningar som följd.

Även i den lilla skalan kan strålningsbalansen förändras för marken. Vegetationen verkar här som ett filter som kan förhindra att solstrålningen når markytan. Dessutom bestäms albedot till stor del av vegetationens färg och struktur.

En annan viktig aspekt är vegetationens förmåga att orientera sina bladtytor mot solstrålningen och därigenom fånga en större andel ljus än vad som annars skulle ha träffat en horisontell yta. Vi kan också öka intensiteten hos instrålningen genom att orientera plogtillorna mot solstrålningen och därigenom få den direkta solstrålningen att träffa marken vinkelrätt.



## 9.2 Energibalansen vid markytan

Den genom strålningsbalansen uppkomna situationen resulterar antingen i ett överskott eller underskott på energi vid markytan. Oavsett tecknet på nettostrålningen så måste vi ha en balans med atmosfär och mark. Om vi utgår från bladytans energibalans där lagring av energi kunde försummas (se kap 4) så tillkommer för markytans energibalans en ledning av värme till marken ( $q_h$ ), och energibalansen blir:

$$R_n = LE + H + q_h \quad 9.1$$

där  $R_n$  är nettostrålning,  $LE$  latent energiflöde till atmosfären och  $H$  det förnimbara energiflödet till atmosfären. Alla termer uttrycks i  $W m^{-2}$ .

Den del av nettostrålningen som kan tillföras marken som ett värmefflöde kommer i hög grad vara ett komplicerat samspel mellan luftens och markens termiska egenskaper. Helt olika mekanismer gäller dessutom för transport av energi i den fria luften och i marken. I luften sker ett massflöde (konvektion) som främst bestäms av turbulens och vindförhållanden medan den betydelsefullaste transporten i marken sker genom ledning. Eftersom konvektionen normalt är en mycket effektiv transportprocess blir markens andel av total nettostrålning vanligtvis relativt liten. Under en vacker sommardag kan vi få:

$R_n$	$LE$	$H$	$q_h$	Vacker
600 =	275	+ 275	+ 50	sommardag

Det sensibla och latent energiflödet är här lika stora vilket innebär att tillgången av vatten är god. Vid extrema situationer som efter en regnskur kan ibland det latent energiflödet bli större än nettostrålningen, värme måste då tas från marken eller från luften.

$R_n$	$LE$	$H$	$q_h$	Efter en
200 =	250	-40	-10	regnskur

Tillgängligheten av vatten vid markytan har således en stor betydelse för hur stort värmefflödet till marken blir. Förutsatt att vi har en helt uttorkad markyta får vi det största värmefflödet till marken, exempelvis:

	$LE$	$H$	$q_h$	
$R_n$				
600 =	0	+500	+100	Uttorkad markyta

Exemplen ovan illustrerar tydligt hur förhållandena i atmosfären påverkar värmeflödet till marken och därmed markens temperatur. I många situationer är det också viktigt att se hur olika termiska egenskaper hos marken påverkar förhållandena i luften. Under en klar vårnatt kan vi ha en balans med:

$R_n$	LE	H	$q_h$	Klar vårnatt,
-150 =	-10	-70	-70	våt mark

I en jord med god värmeledande förmåga. Är markens ytskikt kraftigt uttorkat kommer värmeledningen i marken att försämrast och vi kan få:

$R_n$	LE	H	$q_h$	Klar vårnatt,
-150 =	-15	-105	-30	torr mark

Resultatet av den minskade värmeförseln från marken kan bli att luften istället avkyls så kraftigt att vi får en svår frost med förödande konsekvenser för frostkänsliga växter.

### 9.3 Markens förmåga att lagra värme

När en kropp får ett förändrat innehåll av energi, förändras normalt också dess temperatur. I vissa fall kan dock en ändring av energi istället motsvaras av en förändrad fas för något ämne som vid övergång från fast fas till vätska eller från vätska till gas. För lagring av energi i marken, skall vi i det här avsnittet, endast behandla den energilagring som ej är förknippad med någon fasomvandling. I kompendiet om tjäle diskuteras betydelsen av isens smältvärme för energilagring i mark och fasomvandlingen vätska - gas försummas eftersom den normalt är av mindre betydelse för energilagring i marker på våra breddgrader.

För att kvantitativt kunna diskutera olika markers förmåga att lagra energi definierar vi termen volymetrisk värmekapacitet (eng volumetric heat capacity) som: förändring av värme per volymenhet och per förändring av temperatur. Värmekapaciteten betecknas normalt med  $c$  och den uttrycks i enheten  $J m^{-3} °C^{-1}$ . I andra sammanhang kan vi benämna  $C$  som värmekapacitet och vi använder då enheten  $J kg^{-1} °C^{-1}$ . Fördelen med att istället för massa använda volym som bas är att vi ofta känner till volymsandelar då vi betraktar beståndsdelarna av en jord.

För att kunna beräkna en jords totala värmekapacitet behöver vi känna till volymsandelarna av jordens sammansättning och deras respektive värmekapaciteter. Matematiskt uttrycks det:

$$C_s = f_m \cdot C_m + f_o \cdot C_o + f_w \cdot C_w + f_i \cdot C_i + f_a \cdot C_a \quad 9.2$$

där  $C$  är värmekapaciteten för en jord bestående av olika fraktioner  $f$ . Indexen betecknar m - mineral, o - organiskt material, w - vatten, i - is och a - luft. I tabellen nedan finns värmekapaciteten för dessa vanliga beståndsdelar angivna:

**Tabell 9.1.** Värmekapacitet för markens vanligaste beståndsdelar

Ämne	Värmekapacitet (MJ m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )
kvarts	2.0
andra mineral	2.0
organiskt material	2.5
vatten	4.2
is	1.9
luft	0.0013

Den i särklass högsta värmekapaciteten har vatten, vilket beror av vattnets speciella molekyllstruktur och brukar benämnas som en av vattnets extraordinära egenskaper. Luftens värmekapacitet är mycket liten vilket gör, att den för alla praktiska sammanhang, kan försummas vid beräkningen av en jords värmekapacitet. Vattenhalten hos en jord blir således i regel helt avgörande för jordens värmekapacitet.

**Övning:** Beräkna värmekapaciteten för:

- En sandjord med 60 % mineral, 1 % org material och 10 % vatten
- En lerjord med 40 % mineral, 3 % org material och 40 % vatten
- En torvjord med 3 % mineral, 10 % org material och 70 % vatten

Värmekapaciteten har en mycket stor betydelse för temperaturförhållandena hos olika jordar. Jordar med hög värmekapacitet tenderar till att motstå temperaturförändringar mycket effektivare än motsvarande jordar med låg värmekapacitet. Vi skulle direkt kunna räkna ut skillnaderna i temperatur mellan olika jordar från deras respektive värmekapaciteter om vi visste att alla jordar tillfördes lika stora mängder energi till lika stora volymer mark.

Nu vet vi emellertid att olika stora energimängder kan förväntas lagras i marken beroende på energibalans ekvationen och beroende på markens termiska egenskaper. Värmekapaciteten utgör här endast en av de två termiska egenskaper som vi måste beakta för att förstå skillnader i olika markers temperaturförhållanden. Den andra termiska egenskapen är värmeledningsförmågan eller den termiska konduktiviteten.

## 9.4 Markens förmåga att transportera värme

Transport av värme i mark sker till största delen som ledning, dvs genom att de individuella molekylernas rörelse kan överföras från en punkt till en intilliggande punkt. Effektiviteten hos denna typ av värmeöverföring kan variera mycket mellan olika jordar och vi använder den termiska konduktiviteten (värmeledningsförmågan) för att beskriva dessa skillnader. Den termiska konduktiviteten,  $k_h$ , definieras av ekvationen:

$$q_h = -k_h \frac{dT_g}{dz} \quad 9.3$$

där  $q_h$  är värmeflödet genom en ytenhet vid djupet  $z$ , vid en temperaturgradient  $dT_g/dz$ . Benämningen värmeflöde kan ses som missvisande med tanke på att denna form av värmeöverföring inte motsvaras av något massflöde. Trots detta används termen mycket flitigt. Enheten för den termiska konduktiviteten bestäms av de andra termerna i ekvationen, vilket vid användning av SI-enheter leder till  $Wm^{-1}^{\circ}C^{-1}$  för  $k_h$ . Försäkra dig om att detta är riktigt genom att sätta in de andra termernas SI-enheter i ekvationen !

Uppskattning av en jords termiska konduktivitet är normalt ett mycket mer komplext problem än motsvarande uppskattning av dess värmekapacitet. Det beror av att vi här har att göra med en egenskap som har ett riktningsberoende. Den faktiska riktningen, eller vägen för värmeöverföringen beror inte enbart av mängden av de ingående beståndsdelarna utan också av hur de är lagrade i förhållande till varandra.

Som en första vägledning i vilka typiska värden vi kan förvänta oss för  $k_h$  i marken anges här nedan  $k_h$  för enskilda beståndsdelar av marken.

**Tabell 9.2.** Olika ämnens termiska konduktivitet

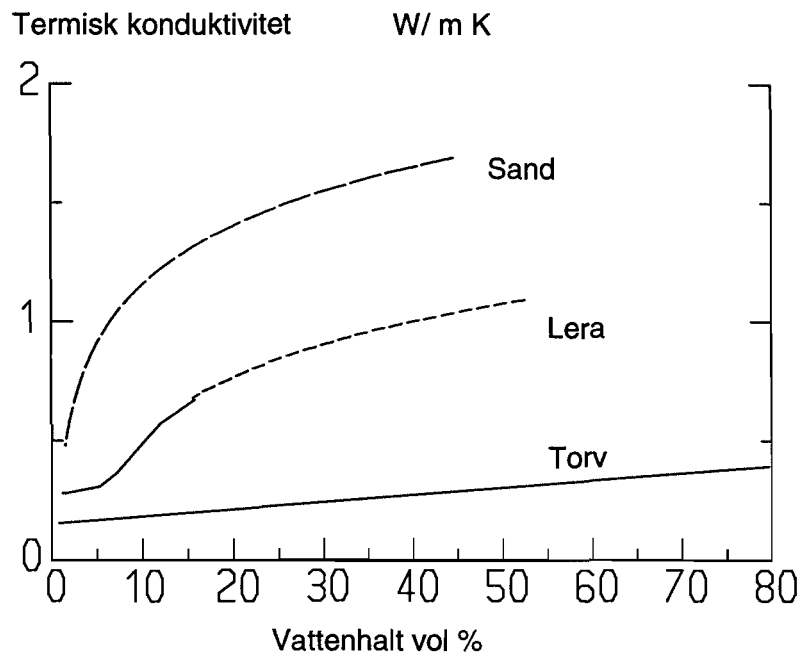
Ämne	$k_h$ ( $Wm^{-1}^{\circ}C^{-1}$ )
kvarts	8.8
andra mineral	2.9
organiskt material	0.25
vatten	0.57
is	2.2
luft	0.025

Jämfört med värmekapaciteten uppvisar den termiska konduktiviteten en mycket större variation mellan markens olika beståndsdelar. För markens fasta beståndsdelar erhålls nu stora skillnader vilka kan få en avgörande betydelse för uppskattningen av den termiska konduktiviteten.

Olika försök har gjorts att utveckla matematiska funktioner för att kunna skatta  $k_h$  utgående från volymsandelar av de olika beståndsdelarna och från partiklarnas struktur och orientering. En svårighet har därvid varit att veta vilket ämne som skall betraktas som kontinuerligt medium i marken. Med kontinuerligt medium menas här det material som kan sammanbinda markpartiklarna så att en värmeöverföring kan äga rum mellan intilliggande partiklar. Om partiklarna låg oerhört hårt packade skulle all värmeöverföring kunna äga rum i mineralkornen och vi skulle få en termisk konduktivitet som närmade sig värdet för rena mineral.

I det sistnämnda fallet kan markens fasta delar betraktas som kontinuerliga men i alla vanliga jordar står valet mellan luft eller vatten som kontinuerligt medium. Eftersom skillnaden i termisk konduktivitet är mycket stor mellan luft och vatten har valet en avgörande betydelse. I det fall då vi har en helt uttorkad kvartssand kommer värmeöverföringen att ske 220 ggr så effektivt i partiklarna som mellan partiklar, separerade av luft. Om istället kontaktytorna mellan partiklarna är utfyllda med vatten blir motsvarande siffra 16. Vi kan här förvänta oss en påtaglig ökning av den termiska konduktiviteten i ett skede då vattnet övertar luftens roll som kontaktmedium och brygga mellan partiklarna. En fortsatt ökning av vattenhalten kommer vanligen att ha en betydligt mindre dramatisk effekt på den termiska konduktiviteten eftersom vattnet i sig ej kan betraktas som något effektivt medium för värmeöverföring.

Effekten av vattenhalten på den termiska konduktiviteten är vanligtvis mindre betydelsefull i lerjordar eftersom de 1) sällan torkar ut så starkt och 2) ej innehåller kvarts. Till skillnad från sandjorden finns i leran ingen, eller en mycket liten, direkt kontakt mellan mineralen. Alla mineral i ett aggregat kan dock betraktas som i det närmaste helt inneslutna i vatten. Vattnet blir därför så gott som alltid kontinuerligt medium i en lerjord. Vid stark upptorkning uppkommer sprickor mellan aggregaten men dessa sprickor får ibland en parallell orientering med värmeflödet. Dessutom kan kontakten mellan enskilda lerpartiklar förbättras i aggregaten eftersom de förs närmare varandra i samband med krympningen. Vi kan således förvänta oss betydligt mindre variationer i termisk konduktivitet för lerjordar och lägre maximala värden på grund av frånvaron av kvarts.



**Figur 9.1.** Värmeledningens förmåga (termisk konduktivitet) för sand, lera och torv.

I en ren organogen jord kommer vattnet att få en högre termisk konduktivitet än det fasta materialet. Vattnet kan här i likhet med förhållandena i lerjorden betraktas som kontinuerligt medium, men eftersom inget annat material än vattnet självt kan förväntas att bidra till markens förmåga att leda värme kan vi här grovt ansätta:

$$k_h = f_w \cdot k_{hw}$$

9.4

där  $f_w$  är volymsandelen vatten och  $k_{hw}$  är vattnets termiska konduktivitet.

En inblandning av organiskt material i en mineraljord kan under vissa förhållanden få en stor inverkan på markens termiska konduktivitet. Som regel kan vi förvänta oss en kraftig sänkning av  $k_h$  eftersom markens porositet ökar och kontakten mellan mineralpartiklar försämras. I vissa fall, som i en sandjord, skulle dock en homogen inblandning av organiskt material i vissa fall öka den termiska konduktiviteten eftersom vattenhalten förväntas öka med det organiska materialet.

Av figur 9.1 framgår hur den termiska konduktiviteten beror av vattenhalt för en sand, en lera och en torvjord. Figuren grundar sig på ett stort material av olika jordar och de kurvor som här är återgivna kan betraktas som typiska. Den största variationen jämfört med dessa typjordar kan vi förvänta oss för sandjordar eftersom kvartsinnehållet där kan vara så olika.

## 9.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken

Om vi skall beskriva hur en temperaturförändring sker i marken behöver vi ta hänsyn både till markens förmåga att lagra värme och markens förmåga att överföra värme. De egenskaper som beskriver detta är, så som framgått av texten ovan, värmekapacitet och termisk konduktivitet. För att förstå hur dessa egenskaper verkar skall vi här diskutera bakgrunden till en allmängiltig ekvation för värmetransport och värmelagring i mark. Vi gör först några förenklande antaganden:

- Alla värmeflöden sker vertikalt.
- Ingen värme produceras eller konsumeras av marken i sig.

Dessa antaganden gäller för de allra flesta marker med god noggrannhet (tänk efter varför!). Vi betraktar sedan ett skikt av marken, på ett djup  $z$ , med en tjocklek  $\Delta z$ .

Flödet i den övre och undre gränssytan av skiktet ges av värmeledningsekvationen:

$$q_h(z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z)}{dz} \quad 9.5$$

$$q_h(z + \Delta z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z + \Delta z)}{dz} \quad 9.6$$

Om temperaturgradienten är lika på de två nivåerna  $z$  och  $(z + \Delta z)$  kommer också värmeflödena att vara lika stora.

Det innebär att ingen upplagring av värme kommer att ske i skiktet. Om däremot det ena värmeflödet är större än det andra kommer skiktet antingen att tillföras värme eller så kommer skiktet att förlora värme. Vi kan tänka oss att skillnaden i värmeflöde mellan de två nivåerna i marken varar under en tidsrymd av  $\Delta t$ . Detta leder då till att skiktets temperatur kommer att förändras enligt ekvationen:

$$\Delta T_g \cdot C \cdot \Delta z = (q_h(z) - q_h(z + \Delta z)) \cdot \Delta t \quad 9.7$$

där  $\Delta T_g$  är temperaturförändringen i skiktet och  $C$  är värmekapaciteten hos skiktet. Om vi nu dividerar bägge leden med skiktets mäktighet  $\Delta z$  och tidsintervallet  $\Delta t$  så erhålles ekvationen:

$$\frac{\Delta T_g \cdot C}{\Delta t} = \frac{q_h(z) - q_h(z + \Delta z)}{\Delta z} \quad 9.8$$

Vi låter sedan skiktets mäktighet minska till ett mycket litet värde (= oändligt litet) samtidigt som tidsperioden minskas lika mycket. Vi får då ekvationen

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad 9.9$$

insättes sedan uttrycket för värmeflödet  $q_h$  erhålles:

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_h \cdot \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) \quad 9.10$$

Om vi därefter förutsätter att värmekapaciteten  $C$  och den termiska konduktiviteten  $k_h$  ej förändras med tiden kan vi placera dessa storheter utanför derivatorna:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{k_h \partial^2 T_g}{C \partial z^2} \quad 9.11$$

Ekvationen kallas för en partiell differentialekvation eftersom den innehåller derivator av både tid och av djup. I ord kan ekvationen uttryckas: förändringen av temperaturen på en nivå i marken är proportionell mot temperaturgradientens förändring med djupet. Som vi ser av ekvationen kan vi nu beskriva denna proportionalitet med kvoten mellan värmeledningsförmågan ( $k_h$ ) och värmekapaciteten ( $C$ ). Denna kvot, som är ett mått på hur snabbt en temperaturförändring utbreder sig i marken brukar kallas för termisk diffusivitet eller temperaturledningsförmåga (eng thermal diffusivity). Den betecknas med  $D$  och om  $k_h$  och  $C$  anges med SI-enheter kommer  $D$  att få enheten  $m^2 s^{-1}$  (kolla detta!). Lägg dessutom märke till att enheten för den termiska diffusiviteten är densamma som för diffusionskoefficienten. Matematiskt kan även diffusionen beskrivas med samma ekvation där temperaturer då ersätts av en koncentration av ett ämne.

Den matematiska lösningen av en partiell differentialekvation kan vara mycket komplicerad och för flera faktiska situationer saknas matematiskt exakta lösningar. Detta är emellertid ett mindre problem idag, än för ett 10-tal år tillbaka, i tiden, eftersom vi kan använda datorer till att lösa ekvationerna med numeriska metoder. De numeriska metoderna bygger på principen att ekvationens derivator uppskattas genom att dela in både tiden och djupet i små diskreta element. Om dessa element görs mycket små så efterliknas ekvationen mycket väl och lösningen blir noggrann. Då elementen växer minskas kravet på antal räkneoperationer i datorn men samtidigt avtar noggrannheten. Den mest välkända tillämpningen av denna typ av ekvationer med numeriska lösningar är dagens väderprognoser. Dessa bygger till stor del på numeriska lösningar av partiella differentialekvationer där speciellt snabba datorer (superdatorer) får behandla motsvarande atmosfäriska problem som vi här har diskuterat för värmetransport i mark.

Under vissa givna förutsättningar kan vi använda matematiskt exakta lösningar för hur temperaturen varierar i marken. Vi måste då göra vissa förenklande antaganden:

- Temperaturen tillåts endast att variera enligt det mönster som ges av en sinusfunktion vid markytan.
- Medeltemperaturen är densamma på alla nivåer i marken.
- Markens termiska egenskaper  $k_h$  och  $C$  är lika på alla djup och de förändras inte med tiden.



Dessa antaganden gäller givetvis inte som exakta återgivningar av de förhållanden som råder i naturliga markprofiler. Den främsta avvikelserna gäller de korttidsvariationer som normalt äger rum, från timme till timme under ett dygn, eller från dag till dag under ett år. Grovt kan dock dessa antaganden gälla både för den typiska variationen inom ett dygn och under ett år. En viktig aspekt är den störning som uppkommer genom att marken tjälar under vintern i vårt klimat. (Tänk igenom vilket av de tre antagandena som främst blir ogiltigt genom detta!) Matematiskt kan vi uttrycka de två första antagandena som:

$$T_g(0, t) = T_{gm} + T_{ga} \sin(\omega t) \quad 9.12$$

$$T_g(\infty, t) = T_{gm} \quad 9.13$$

där  $T_{gm}$  är markens medeltemperatur,  $T_{ga}$  är temperaturamplituden vid markytan och  $\omega$  är vinkelfrekvensen. Om tiden  $t$  anges i dygn antas således  $\omega$  värdet  $2\omega$  för dygnet och  $2\omega/365$  för året.

För varje djup i marken ges då temperaturen som:

$$T(z, t) = T_m + T_a \cdot e^{-z/d} \cdot \sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad 9.14$$

där  $d$  kallas för dämpningsdjup eller relaxationsdjup (eng. damping depth). Detta dämpningsdjup visar dels hur snabbt temperaturens amplitud minskar mot ökande djup dels hur mycket temperatursvängningen fasförskjuts mot ökande djup. Vi kan lägga märke till att vid ett djup där är lika stort som dämpningsdjupet,  $d$ , kommer amplituden att vara  $e^{-1}$ , dvs ungefär 37 % av temperaturvariationen vid markytan. Vid ett djup  $\pi \cdot d$  kommer temperaturvariationen att vara helt ur fas jämfört med ytan, dvs när maximum i temperaturen inträffar på det djupet kommer minimum i temperatur att råda vid markytan. Samtidigt som temperaturvariationen blivit helt fasförskjuten har dock amplituden minskat till enbart cirka 4 % (kolla detta!)

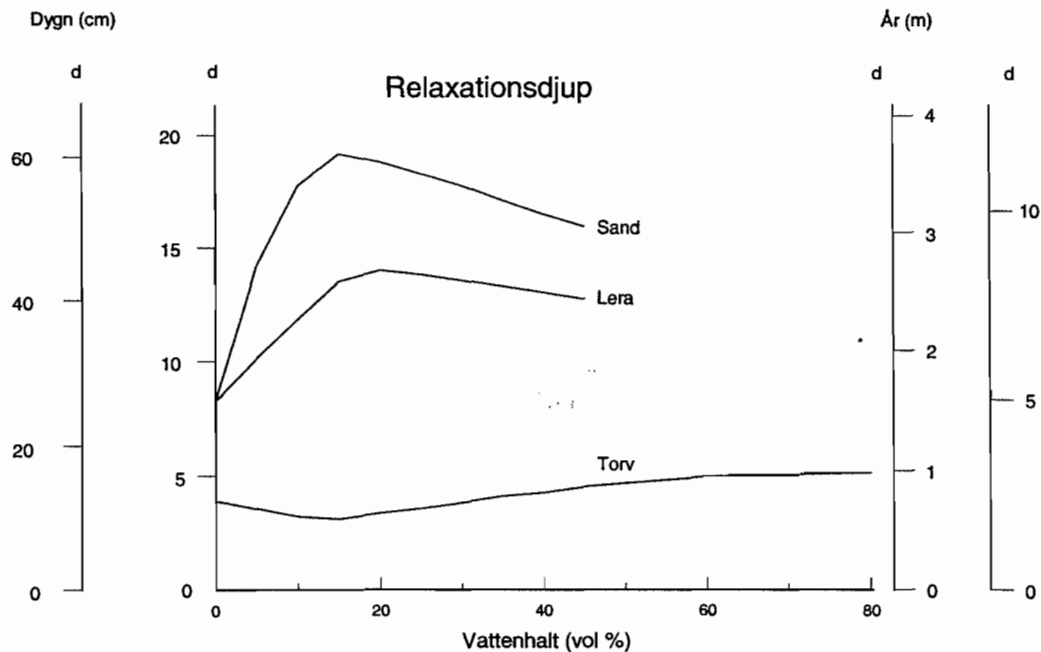
Användbarheten av denna matematiska lösning av den partiella differential-ekvationen är helt och hållet beroende av möjligheten att kunna skatta dämpningsdjupet utgående från markens termiska egenskaper. Lyckligtvis så representerar dämpningsdjupet ingen ny egenskap hos marken utan den kan entydigt beräknas från den termiska diffusiviteten,  $D$ , som:

$$d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad 9.15$$

där  $\omega$  är samma vinkelfrekvens som i ekvationen ovan.

Vi kan härigenom utläsa att om exempelvis den termiska diffusiviteten fördubblades så kommer dämpningsdjupet att öka med en faktor 1,4. Med andra ord: om vi dubblar en jords termiska konduktivitet så kommer inte en temperatursvängning att spridas till det dubbla djupet jämfört med tidigare utan endast 1,4 ggr djupare.

I fig 9.2 har dämpningsdjupet för tre olika jordar plottats mot vattenhalten. Till vänster har en skala för dygnet använts och till höger en för året. Jämfört med motsvarande figur för den termiska konduktiviteten. Tänk igenom varför dessa kurvor uppvisar ett optimum i dämpningsdjup vid vattenhalter där konduktiviteten ej är maximal !



**Figur 9.2.** Relaxationsdjupet (dämpningsdjupet) som funktion av vattenhalten.

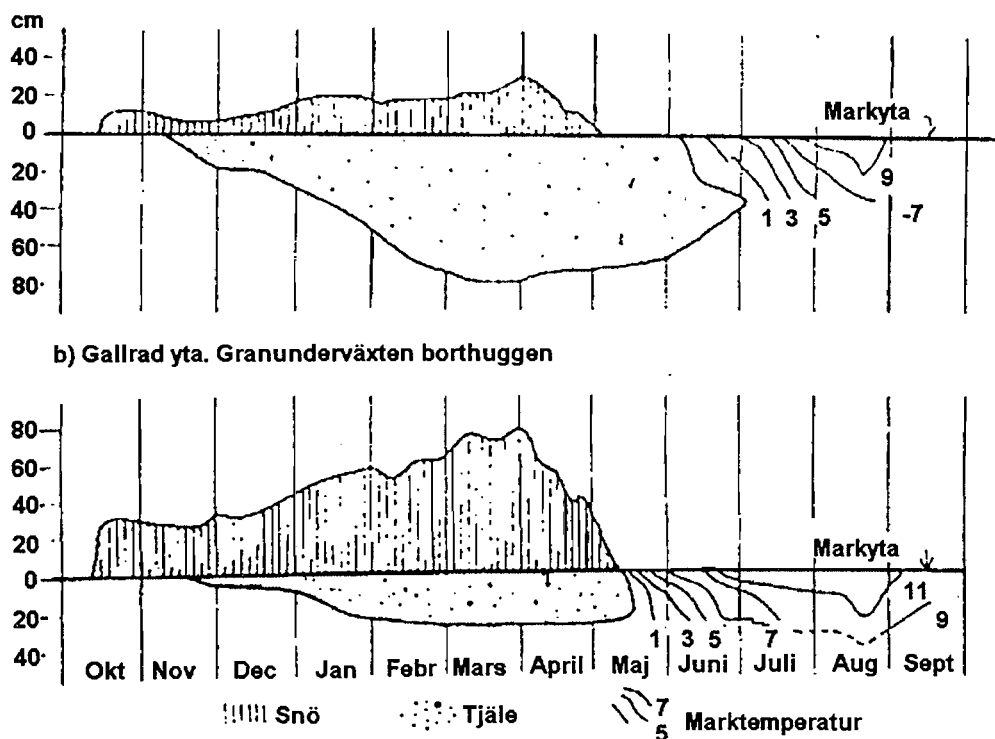
## 9.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen

Möjligheterna att förändra en marks temperatur är mycket stora främst genom att energibalansen vid markytan kan påverkas men också genom att markens egenskaper förändras. Nedan skall vi ge några exempel som illustrerar detta.

Skall vi erhålla en snabb uppvärmning av marken på våren måste markytan nås av solstrålningen. En tät skog eller en mark täckt av gräs, ris eller annat organiskt material kan i vissa fall effektivt utestänga kortvågsstrålningen från marken och därmed kraftigt försena uppvärmningen. Det skulle kunna tyckas att om vegetationstäcket förhindrade solstrålningen att tränga ned till marken så borde också den långvågiga utstrålningen att dämpas i motsvarande grad. Nettoeffekten skulle då vara mycket liten sett under ett helt år. Erfarenheter från täta skogsbestånd visar dock att även markens avkylning kan gå snabbare, med djupare tjäle som följd under. Detta hänger samman med att snötäcket blir tunnare i täta skogsbestånd, dessutom kan kallluft som bildas genom utstrålning från trädkronorna eller från intilliggande mark "sjunka" ned mot markytan. Bilden nedan visar tjälens upptining under vår - sommar i två olika täta granbestånd.

Tänk själv igenom några fler sätt att ändra markens temperatur genom att påverka strålningsbalansen vid markytan eller genom att påverka fördelningen av den där tillgängliga energin.

Utgående från den termiska diffusiviten kan vi direkt beräkna hur snabbt temperaturförändringar sprider sig i homogena markprofiler. I skiktade profiler blir situationen mer komplicerad.



**Figur 9.3.** Tjäle och temperaturförhållanden i en tät granskog i Ångermanland. Översta figuren visar en ogallrad yta medan den undre visar förhållanden i motsvarande gallrad yta.

Om vi täcker marken (en mineraljord) med 5 cm av organiskt material kan vi under ett uppvärmningsförlopp få högre temperatur vid *markytan* och lägre temperatur på djupare nivåer. Det organiska materialet kan antas ha en låg termisk konduktivitet och en låg värmekapacitet (förutsatt låg vattenhalt). Tänk igenom varför effekten på temperaturen kan bli olika på olika nivåer!

Om vi istället skulle lägga ett skikt av isolerande organiskt material på ett djup 30-40 cm under markytan kommer detta att få en positiv effekt på temperaturen under en uppvärmningsfas medan effekten blir motsatt vid avkylning. En god förmåga att leda värme behöver alltså ej vara den viktigaste egenskapen för en hel markprofil eftersom detta också innebär att tillförda värmemängder överförs till djup där biologiska processer ej försiggår.

En god värmeledare som överlagrar en sämre värmeledare vore för att få en snabb uppvärmning på våren en önskvärd egenskap. I naturmark är emellertid förhållandena ofta de motsatta med porösa ytskikt och kompaktare och fuktigare djupare delar. De djupare delarna har samtidigt en hög värmekapacitet och en hög termisk konduktivitet vilket innebär att de till stor del påverkar förhållandena också i ytligare skikt.

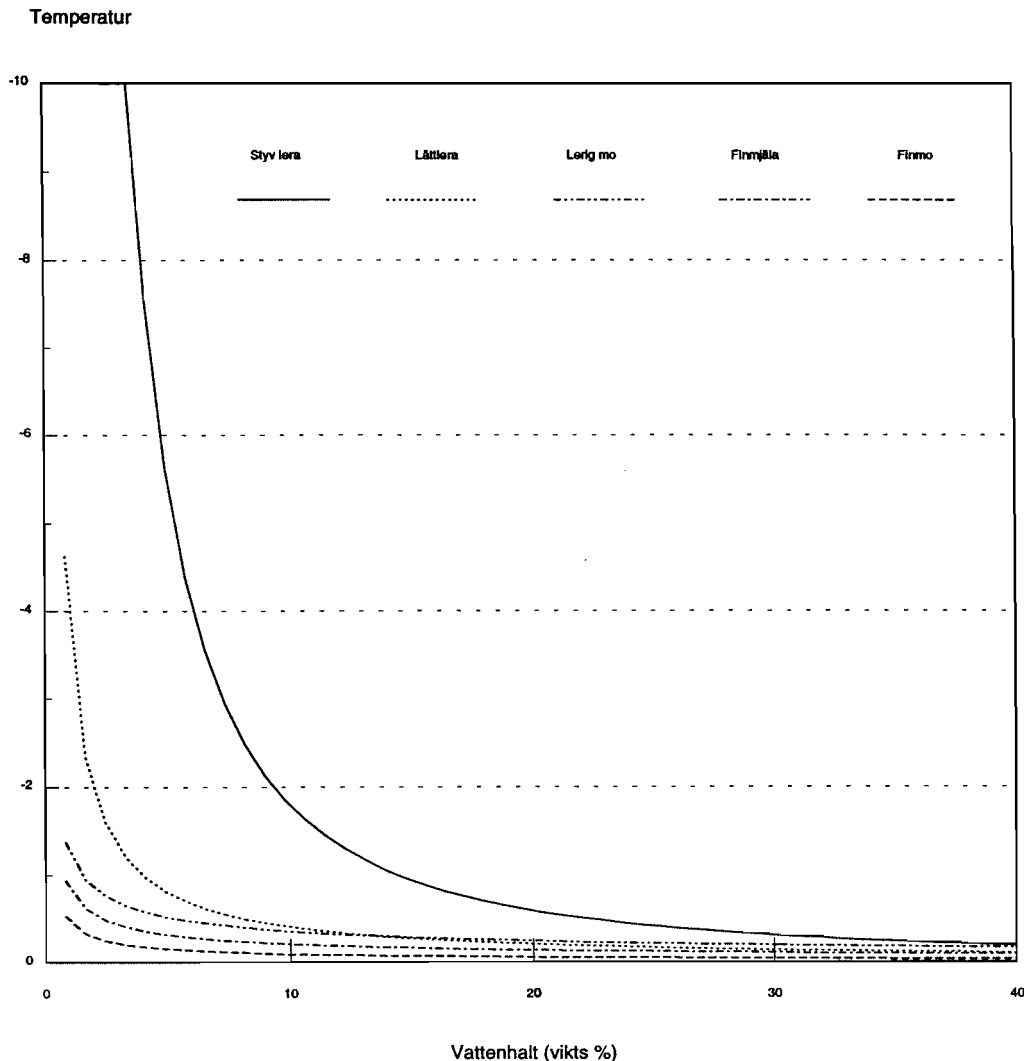
## 10. Tjäle

### 10.1 Inledning

En femtedel av kontinenternas totala yta är utsatta för permafrost, dvs förhållanden som medför att marken aldrig tinar under året. Den zon som alltid är frusen kan variera i mäktighet från någon meter upp till ca 100 meter. Denna permanent frusna zon kan överlagras av ett aktivt ytskikt som tinar under sommaren. Detta skikt med alternerande förhållanden kan vara upp till 4-5 meter i mäktighet beroende på klimat och jordartsförhållanden. I Sverige förekommer endast permafrost mycket lokalt, däremot fryser marken regelbundet under vintern i stort sett i hela landet. Kunskaper om mekanismerna rörande vattnets fasomvandling till is i jord och därtill hörande fenomen har till relativt sent datum, 1930-talet, varit mycket dunkla. Fortfarande finns också en viss osäkerhet om exempelvis vattnets rörelse i och i anslutning till islinser i marken. Studier om tjäle och tjälens natur har främst förekommit vid tekniska institut där byggnadstekniska aspekter har styrt inriktningen. Som exempel kan nämnas vägbyggen där skadlig tjälhävning måste kunna begränsas eller för att ta ett sentida exempel uppförandet av "pipe-lines" för transport av naturgas i Alaska. Inom jordbruksforskning har intresset främst riktats mot skador på rotsystem genom tjälhävning, s k uppfrysning, och mot den förbättring av lerors struktur som blir resultatet av frysning.

### 10.2 Tre faser med is

I Hillels bok (1980) behandlas marken som ett system bestående av tre faser. En fast fas bestående av mineral och organiskt material och därefter av vattenfas och en luftfas. Alla tre förutsätts som samtidigt och komplementära delar i systemet, men det är endast vatten och luftandelarna som förändras med tiden (i det korta perspektivet). För att förstå tjälens fenomen i marken måste vi komplettera bilden med ytterligare en tidsvariabel andel av den fasta fasen, nämligen isen. Alla komponenter kan förekomma samtidigt och systemet blir därför i bland mycket komplicerat. Förskjutningar i andelarnas storlek styrs av värme- och vattentransport i marken. Samtidigt påverkas jordens termiska och hydrologiska egenskaper av respektive andelarnas storlek.



**Figur 10.1.** Frystemperatur som funktion av ofrusen vattenhalt för jordarter. Efter Beskow (1935).

### 10.3 Fryspunktnedsättning

Vatten övergår normalt till is vid 0 °C om det är fritt (= vid atmosfärstryck) och ej innehåller någon högre grad av lösta salter. I ett poröst system som mark är vattnet alltid mer eller mindre hårt bundet (genom adsorption kring partiklar och genom ytspänning). Dessutom kan mängden av lösta salter vara hög, speciellt i det sk diffusa dubbeskiktet kring lermineralens kontaktytor. Detta medför att vattnet kommer att frysa i ett intervall från 0 °C till flera minusgrader. Experimentellt har fryspunktnedsättningen bestämts för olika jordarter, och det har konstaterats att kurvornas form till stora delar stämmer med motsvarande pF-kurvor (fig. 10.1). Detta bekräftar vad som också har kunnat härledas från termodynamiken, nämligen att det är vattnets bindningspotential som i stort sett helt bestämmer fryspunktnedsättningen. Skillnaden i energi per massenhet hos vattnet i marken,  $\psi_g$ , jämfört med vatten vid atmosfärstryck kan uttryckas som:

$$\psi_g = L_1 \frac{\Delta T_g}{T_g}$$

10.1

där  $L_1$  är latent energi för fasomvandling från vätska till is ( $\text{Jkg}^{-1}$ ),  $\Delta T_g$  är temperaturskillnaden mellan frystemperatur vid atmosfärstrycket och vid aktuell vattenpotential i mark och  $T_g$  är temperaturen vid frysning vid atmosfärstryck (i  $^{\circ}\text{K}$ ). Det råder alltså ett linjärt samband mellan fryspunktens temperatur och vattnets bindningspotential i marken. Detta förklarar en del av de stora skillnader som vi kan iaktta mellan tjäle i sand, silt och lerjordar.

#### 10.4 Tjälens struktur

I en grovkornig jordart som sand utbildas ingen egentlig struktur på tjälen, tjälen blir massiv, vilket innebär att zonen med både vätska, is och luft blir mycket begränsad. Nästan allt vatten fryser vid  $0^{\circ}\text{C}$ , och någon nämnvärd omfördelning av vatten sker ej vid frysningen. Frysningen kan liknas vid en upptorkningsprocess genom att vätskefasen i jorden i bägge fallen minskas. Vid frysning ersätts vätskefasen med is och vid upptorkning genom exempelvis avdunstning ersätts vätskan av luft. I bägge fallen kommer ett tunt vätskeskikt att omgärda partiklarna, mängden motsvaras i stort sett av jordens hygroskopicitet. Eftersom vattnet i de tunna skikten runt partiklarna är mycket hårt bundet jämfört med vatten i ej frysta partier, utvecklas en kraftig vattenpotentialgradient. Denna potentialgradient motsvaras av vad som uppträder mellan ett uttorkat ytskikt och en underliggande fuktig jord vid otjälade förhållanden. I grovkorniga jordar är gränssytan mellan fuktiga och torra skikt mycket skarp, och vattentransporten är obetydlig. Detsamma gäller tjälfrontens utseende och vattentransporten från ofrysta till frysta delar.

I finkorniga jordarter som leror utbildas en israndig tjälstruktur. Tjälen blir ej massiv utan utbildas i stället i skikt av ren is som är omgärdad av jord som ej innehåller is. Tjälens iskristaller tillväxer intergranulära porer, medan vattnet i de intragranulära porerna förblir ofruset på grund av den starka bindningen till lermineralens kontaktytor. En omfördelning av vattnet sker dock från de intragranulära porerna i aggregaten till de intergranulära porerna mellan aggregaten. Tillväxten av tjälkroppen sker här inte som i grovkorniga jordar genom att tjälen på bred front successivt tränger djupare ner. Tjälkroppens nedre begränsning vid tillväxt kommer i stället att vara mycket diffus, och nedträngandet blir diskontinuerligt genom att islinserna främst orienteras vinkelrätt mot värmeflödet. Något förenklat kan vi tänka oss tjältillväxten i en stegvis process med konstant värmetransport från jorden enligt nedan:

- När temperaturen i ytskiktet når  $0^{\circ}\text{C}$  påbörjas isbildning i en intergranulär por där vattnet är löst bundet. En lins utvecklas.
- Istillväxten i den intergranulära poren fortsätter genom att vatten transporteras från de omgivande intragranulära porerna. Linsen tillväxer.

- När den omgivande jorden till linsen är uttorkad och vattentransporten avstannar kommer en snabb avkylning av de omgivande aggregaten att äga rum (värme tillförs ej längre lika snabbt genom fasomvandling vid islinjen). Marken blir underkyld.
- En ny islinje kan börja att utvecklas vid noll grader isotermens position, men först då isotermen förflyttats förbi det hårt bundna vattnet i aggregaten och når lösare bundet vatten som inte är utsatt för samma fryspunktsnedsättning, osv. Hur den israndiga tjälen utvecklas i varje enskilt fall är ett komplicerat samspel mellan fryshastigheten och såväl termiska som hydrologiska egenskaper hos marken.

## 10.5 Tjälskjutning

Då tjäle utbildas i grovkorniga jordar sker som regel ingen volymsutvidgning av jorden som helhet. Vattnets utvidgning från vätska till is motsvarar ca 10 %, och en helt vattenfylld sand med en porositet av 50 volymprocent kan därför maximalt utvidgas med ca 5 %, förutsatt att inte vatten tillförs.

Den tjälskjutning som vi normalt observerar och som kan vålla svåra problem beror alltså inte på vattnets utvidgning vid frysning, utan den är i stället främst kopplad till omfördelning av vattnet i marken i samband med tjälens tillväxt. Tjälskjutningen är direkt kopplad till utvecklandet av islinser.

Följande faktorer ger upphov till tjälskjutning:

- Goda förutsättningar för kapillär transport i jorden.
- Relativt långsam avkylning som innebär att vattnet hinner med att omfördelas.
- God tillgång på vatten. Vid ytligt och dessutom horisontellt rörligt grundvatten kan vattentillströmningen hela tiden underhålla en istillväxt hos en islinje som motsvaras av värmeavgivningen från marken.

De tjälfarligaste jordarna är de som har intermediära egenskaper jämfört med vad som beskrivits under avsnittet tjälens struktur. I mjäla- och finmojordar utbildas linser som kan få ansevärd dimensioner (1-2 dm) genom att porsystemet normalt vid tjälningens början är välfyllt med vatten, som till skillnad mot situationen för lerorna är lätttrörligt. Samtidigt är porerna så små att fryspunktsnedsättningen ej är helt försumbar som hos de grovkorniga jordarterna.

## 10.6 Tjälldjup

En vägledning för beräkning av tjälldjupet i olika marker vid olika temperaturförhållanden kan fås genom en enkel betraktelse: Vi antar att temperaturen varierar

linjärt från 0 °C vid det djup där tjälen tillväxer,  $x$ , till ytan där temperaturen är mindre än 0 °C,  $T$ . Vi kan då förutsätta att konserveringslagarna för energi gäller, vilket innebär att den energi som frigörs när tjälen tillväxer med ett intervall,  $\Delta x$ , under ett tidsintervall,  $\Delta t$ , måste balanseras av den värmetransport som sker genom tjälen mot markytan. Värmetransporten från otjälad jord under tjälfronten kan försummas. För små  $\Delta x$  och  $\Delta t$  fås:

$$k_h \cdot \frac{T}{x} = L_I \cdot \frac{dx}{dt} \quad 10.2$$

där  $k_h$  är värmeledningsförmågan för tjälad jord,  $T_s$  är temperaturen vid markytan,  $x$  är tjäldjupet och  $L_I$  är latent värme hos porvattnet. Genom omarrangering av termerna och integrering med avseende på tid och djup fås:

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \int x dx \quad 10.3$$

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \frac{x^2}{2} \quad 10.4$$

$$x = \sqrt{\frac{2k_h \int T_{gs} dt}{L_I}} \quad 10.5$$

Tjäldjupet kan alltså erhållas som en konstant och roten av en tidsintegral av markens yttemperatur. Tidsintegralen kan exempelvis uttryckas i summan av alla dagars temperaturer under 0 °C. En experimentell analys av dylikt slag finns redovisad av S Andersson i skriften om tjälens struktur.

$$x = c \sqrt{\sum T_{gs}} \quad 10.6$$

Där har konstanten uppskattats för ett antal vanliga markprofiler. Denna konstant kan alltså också beräknas utgående från en jords termiska konduktivitet vid frusna förhållanden och mängd fruset vatten i tjälen. Den termiska konduktiviteten är i frusna mineraljordar lägre än i motsvarande ofrusna jordar om vattenhalten är låg. Detta förklaras av att kontaktytorna för värmetransport mellan mineralpartiklarna försämrats genom att vattenmeniskerna i porerna blir mycket starkt krökta. I en fuktig eller våt jord kommer dock den termiska konduktiviteten att öka vid frysning genom att is har en konduktivitet av 2,2 Wm<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup> medan vatten har en betydligt lägre konduktivitet (0,6 Wm<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>).

## 10.7 Snötäckets inverkan på tjäldjupet

Om marken är täckt av snö försvåras värmetransporten från tjälfronten till atmosfären avsevärt. Effekten av snötäckets inverkan kan enklast åskådliggöras om vi betraktar



värmeflödet från tjälfronten till atmosfären som stationärt, dvs utan någon variation i tiden. Detta innebär att värmeflödet från tjälfronten till markytan måste vara lika stort som flödet från markytan till snöns gränsyta mot atmosfären. Detta kan uttryckas som:

$$q_h = -k_{hs} \frac{T_a - T_{gs}}{z_s} = -k_h \frac{T_{gs}}{x} \quad 10.7$$

där

$q_h$	= värmeflöde
$k_{hs}$	= termisk konduktivitet hos snö
$T_a$	= lufttemperatur vid gränsyta till snö
$T_{gs}$	= markytans temperatur
$z_s$	= snötäckets mäktighet
$k_h$	= termisk konduktivitet hos frusen mark
$x$	= tjälfrontens djup

Markytans temperatur är ej känd utan endast luftens och de bägge konduktiviteterna för snö och tjälad mark. Markytans temperatur,  $T_{gs}$ , kan dock erhållas genom att utveckla ekvationen enligt ovan. Då erhålles:

$$T_{gs} = \frac{T_a}{1 + \frac{k_h \cdot z_s}{k_{hs} \cdot x}} \quad 10.8$$

Då nyfallen snö med en densitet av 0,1 g/cm har en mycket låg konduktivitet av ca 0,1 Wm<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup> kommer det dominerade temperaturfallet från luft till tjälfront att ske i snön. Markens konduktivitet kan antas vara minst 10 ggr så stor. Vid en lufttemperatur av exempelvis -10 °C och en 2 dm tjock tjäle täckt med lika mycket lucker snö kommer yttemperaturen att vara kring -0,9 °C, vilket minskar värmeflödet med en faktor 11.

## 11. Kol och kväveflödens samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden

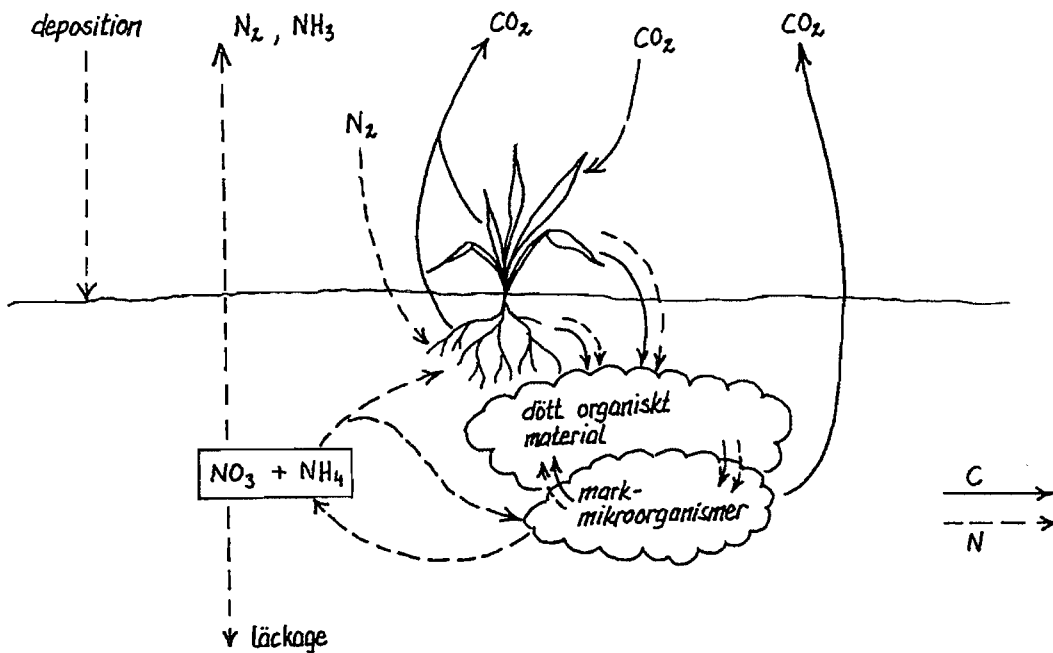
Kol och kväve är, genom sin betydelse vid uppbyggnad av organiskt material, intimt förbundna med varandra i våra biologiska system. Tillsammans med väte och syre är kol och kväve de kvantitativt viktigaste ämnena för biologiskt liv. Växtbiomassan består av ca 40% kol och 1-5% kväve.

Kolets och kvävet flöden påverkar starkt varandra, och är i stor utsträckning beroende av biologiska processer och därmed även beroende av de faktorer som påverkar dessa processer. I detta kapitel skall vi belysa några av dessa faktorer inverkan, nämligen vattnets, temperaturens och strålningens effekt på kol- och kvävedynamiken.

Vattnet tar del i de flesta biologisk-kemiska reaktioner. Dessutom transporterar vattnet olika ämnen inom systemet, och möjliggör därmed olika reaktioner. Temperaturen har stor betydelse för olika reaktioners hastighet. Strålningsförhållandena påverkar växternas fotosyntes och är därmed helt avgörande för det biologiska systemets primärproduktion. Dessutom påverkar ljusförhållandena (dagslängd) tillsammans med temperaturen de biologiska klockorna, och är ofta bestämmande för när t ex en växt går över från ett utvecklingsstadium till ett annat.

### 11.1 Kol- och kväveprocesser i markväxtsystemet

De kvantitativt viktigaste kol- och kväveflödena i mark-växtsystemet kan schematiskt beskrivas som i Fig. 11.1. En av de mest grundläggande processerna är växternas förmåga att binda atmosfäriskt kol. Genom att utnyttja inkommande solstrålning som energikälla kan våra växter genom *fotosyntesen* omvandla  $\text{CO}_2$  från atmosfären till energirik växtbiomassa. Solstrålningen fångas upp av bladytan genom klorofyllet, medan  $\text{CO}_2$  måste diffundera in genom bladens stomata. För att släppa in  $\text{CO}_2$  måste stomata öppnas och det innebär att vatten diffunderar ut, transpirerar, genom öppningarna (se kap 6), dvs för att växten skall kunna göra en  $\text{CO}_2$ -vinst måste den samtidigt göra en  $\text{H}_2\text{O}$ -förlust.



**Figur 11.1.** Schematisk bild av de kvantitativt viktigaste kol och kväveflödena i mark-växtsystemet

Kväve och andra näringsämnen tas upp av växten och byggs in i biomassan i förhållande till den mängd kol som inlagras. Finns inte näringsämnen tillgängliga i tillräcklig utsträckning hämmas tillväxten. Beroende på vilken utvecklingsfas, vilket *fenologiskt stadium*, växten befinner sig i utnyttjas och fördelas, *allokeras*, kolassimilat och näringsämnen i växten. Det innebär t ex att vid den tidiga utvecklingen prioriteras rot- och bladtillväxt, medan vid kärnsättning och kärnfyllnad i stort sett all allokering sker till kärnorna. Växterna kan även utnyttja tidigare inlagrad näring genom omallokering. Detta sker t ex vid kärnfyllnad och invintring då kväve omlagras från bladen till kärnorna respektive övervintrande växtdelar.

Även växtens näringsbalans påverkar allokeringsmönstret. Vid kvävebrist, liksom vid svavel- och fosforbrist, fördelas relativt mer av tillväxten till rötterna än till skottet. Även vattenbrist har denna effekt på allokeringsmönstret. Då fotosyntesen hämmas, som t ex vid beskuggning eller kaliumbrist, uppstår "kolbrist". Det leder till att relativt mer av tillväxten allokeras till skottet och bladen på bekostnad av rötterna. Man är ännu inte klar över mekanismerna för denna förmåga att anpassa allokeringen, men den medför att växterna i viss mån kan kompensera för en bristsituation. Vid kvävebrist har växter med större rotsystem större möjlighet att ta upp kväve eftersom större jordvolym exploateras, liksom en växt med större bladarea har större möjlighet att fånga upp ljus och  $CO_2$  och därmed minska kolbristen.

Att bygga upp och fördela biomassa, liksom att vidmakthålla funktionsduglighet i olika delar, är för växten energikrävande processer. Genom att förbruka sina egna

uppbyggda, energirika kolföreningar frigörs energi som växten kan utnyttja. Denna nedbrytningsprocess kallas respiration, varvid syre förbrukas och CO<sub>2</sub> förloras från växten och återgår till atmosfären. Man brukar ofta skilja på *tillväxtrespiration* och *underhållsrespiration*. Tillväxtrespirationen är kopplad till den energiförbrukning som åtgår vid produktion av ny biomassa. Underhållsrespirationen producerar den energi som åtgår för att bibehålla funktionsduglighet, t ex för ämnestransport, upprätthållande av jongradienter och reparation av växtbeståndsdelar som membran och övriga cellstrukturer. Underhållsrespirationens storlek beror på den totala mängden växtbiomassa, dvs hur mycket som behöver underhållas, och är också starkt temperaturberoende.

Den mängd kol som finns lagrad i växtbiomassan beror alltså på den mängd CO<sub>2</sub> som tas upp genom fotosyntesprocessen, men också på den mängd CO<sub>2</sub> som förloras via respirationen. Denna s.k. *nettofotosyntes* varierar kraftigt beroende på klimatiska faktorer, med stark nettoinlagring vid goda tillväxtbetingelser (rikligt med ljus, vatten och näring), men med netto-kolförlust vid t ex dåliga ljusförhållanden. Totalt beräknas 30-60% av upptaget kol förloras genom respiration.

När växten eller växtdelar dör införlivas den döda växtbiomassan i marken och utgör där, i form av markens organiska material, en energi- och näringskälla för markens mikroorganismer. Vid mikroorganismernas *nedbrytningen* av det organiska materialet frigörs energi som utnyttjas av organismerna för livsuppehållande processer. Frigörelsen av energin är, liksom i växten, en oxidationsprocess där syre förbrukas och CO<sub>2</sub> avges till atmosfären. Processen betecknas *markrespiration*.

Även kväve och andra näringsämnen frigörs, *mineraliseras*, då det organiska materialet omsätts, och blir därmed åter tillgängliga för upptag av växterna eller mikroorganismerna. Växterna och mikroorganismerna konkurrerar om samma näringsförråd. Mikroorganismernas upptag av näringsämnen i mineralform kallas för *immobilisering*. Beroende på om mikrosamhällets konsumtion är högre eller lägre än mineraliseringen benämner man det *nettoimmobilisering* respektive *nettoimmobilisering*. Mineralkvävet, ammonium (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) och nitrat (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), tillförs marken, förutom via mineralisering av markens organiska material, också via gödsling och deposition från luften. Vid mineralisering frigörs alltid kvävet som NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, medan tillförseln via gödsling och deposition kan vara i form av både NH<sub>4</sub><sup>+</sup> och NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. I väl luftade jordar med nära neutralt pH föreligger mineralkvävet till största delen som NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Det beror på att nitrifierande bakterier omvandlar, *nitrifierar*, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> till NO<sub>3</sub><sup>-</sup> under frigivande av energi. I vattenmättade jordar eller i jordar med lågt pH-värde kan däremot denna process vara starkt hämmad, och i många av våra skogsjordar föreligger det mesta mineralkvävet i NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-form.

Växterna tar huvudsakligen upp kväve i mineralform. En del växter har förmåga att i viss utsträckning ta upp organiskt kväve, t ex i form av aminosyror. Vissa växter, t ex baljväxter och al, kan genom symbios med *kvävefixerande* bakterier utnyttja kvävgas direkt från luften.

Vid skörd och bortförsl av en gröda förloras kväve från mark-växsystemet. Kväve kan också förloras genom *läckage* eller genom gasavgång. I marken binds  $\text{NH}_4^+$  till jordpartiklarna, medan  $\text{NO}_3^-$  till största delen befinner sig löst i markvätskan. Detta innebär att  $\text{NO}_3^-$  lätt transporteras i marken med markvattnets rörelser, och därmed också lätt förloras genom läckage då vatten sköljer genom jordprofilen.

Gasformiga förluster av kväve sker antingen genom *denitrifikation* eller genom *ammoniakavgång*. Denitrifikationen innebär att  $\text{NO}_3^-$  övergår till gasformigt  $\text{N}_2$  eller  $\text{N}_2\text{O}$  då vissa bakterier utnyttjar  $\text{NO}_3^-$  istället för syrgas vid sin respiration. Denitrifikation sker bara då syrebrist föreligger i marken, dvs vid vattenmättnad eller då gasutbytet i marken av någon anledning går för långsamt. Vid för övrigt gynnsamma förhållanden (neutralt pH, temperaturer runt  $25^\circ\text{C}$ ) kan denitrifikationen utgöra en betydande förluskälla. Förlust av ammoniak ( $\text{NH}_3$ ) sker framför allt från jordar med högt pH-värde ( $>7$ ) där jämviktsreaktionen mellan  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NH}_3$  förskjuts mot  $\text{NH}_3$ . Stora förluster av  $\text{NH}_3$  kan också ske då organiskt "avfall" (stallgödsel, rötslam) blir liggande på markytan.

## 11.2 Kol- och kvävedynamik i markväxsystemet

Kol- och kväveflöden i systemet beror som vi sett på ett stort antal processer som pågår samtidigt och dessutom påverkar varandra. För att mer i detalj studera konsekvenserna av respektive process och hur de samverkar med varandra har det formulerats simuleringsmodeller. Ett viktigt syfte med modellerna är att de ska kunna användas för att utvärdera till vilken grad teorierna om dynamiken i systemet är korrekta. Detta ställer vissa krav på modellerna (se sista avsnittet i kap 5.3). Man måste göra förenklingar genom att beakta enbart de mest väsentliga processerna eller att representera flera mindre processer med kanske en enda. Modellerna testas, utvärderas och formuleras om. Vi erhåller kunskap om den noggrannhet med vilken modellerna kan förutse den uppmätta dynamiken. Noggrannheten förbättras successivt. Är modellen uppbyggd på processer är den ett utmärkt underlag för en beskrivning av hur dynamiken fungerar. Därför har vi valt två sådana modeller för att studera hur processerna, som de beskrivits i föregående avsnitt (kap 11.1), samverkar med processerna för energi och vatten (kap 3 till 10). SOIL-modellen är en beskrivning av de viktigaste processerna vad gäller markens vatten- och temperaturförhållanden (Jansson & Halldin, 1979; Jansson 1991). SOILN-modellen beskriver de viktigaste kol och kväveförhållandena i mark och växt (Johnsson m fl 1987; Eckersten & Jansson 1991; Eckersten m fl 1996). Modellerna är kopplade till varandra. SOILN fokuserar på kvävedynamiken trots att det finns många andra näringsämnen av betydelse för växten. Dessa förutsätts dock finnas i sådan omfattning att de ej är begränsande för den biologiska aktiviteten. Modellerna behandlar alltså fyra storheter (vatten, energi, kol och kväve) och speciellt samspelet mellan dem. Nedan beskrivs speciellt hur energi (strålning och temperatur) och vattenförhållanden påverkar kol- och kvävedynamiken.

Dynamiken i mark-växtsystemet kan i enkla termer beskrivas på följande sätt. Antag ett utgångsläge (initialtillstånd) med viss tillgång på resurser för de levande organismerna. Atmosfären har en viss mängd koldioxid, marken en viss mängd vatten, kväve och dött organiskt material och de levande organismerna, växt och mikroorganismer, har en viss storlek. Genom absorption av solstrålning och avdunstning av vatten (transpiration, se kap 6) tar växten upp kol. Genom upptag av kväve från marken kan kolet användas för tillväxt. Växten får både mer blad och mer rötter. Mer blad orsakar större absorption av solstrålning. På grund av självskuggning (se Beers lag kap 4 och 7) så absorberas allt mindre solstrålning per nybildad bladyta. Den ökade bladytan ger alltså ökad tillväxt men då bladverket börjar bli slutet så avtar ökningshastigheten per bladyteökning alltmer och strålningsabsorptionen blir begränsande för koldioxidupptaget. Allteftersom växten blir större transpirerar den mer och vattentillgången minskar om inte vatten tillförs i motsvarande mängd. Större växt ger större koldioxidupptag och större kvävebehov till tillväxtprocesserna. Kväveresurser minskar successivt. I början är alltså växtens tillväxt begränsad av dess egen storlek, dvs av bladytan som ger förmåga att absorbera strålning och rotutvecklingen vilken ger förmåga att ta upp vatten och kväve. Senare när växten har ett högt bladyteindex och välutvecklat rotsystem blir tillgången på resurser alltmer begränsande. Då blir tillförseln av dessa ämnen, transporterna från omgivningen till växten, styrande för växtens tillväxt. I fallet med koldioxiden försummas detta problem i SOILN, dvs omrörningen i atmosfären antas vara så effektiv att förluster i koldioxid omedelbart (inom ett dygn) ersätts genom transport från omgivande luft.

Genom att ändra allokeringen av tillväxt mellan ovanjordiska och underjordiska delar kan växten till viss utsträckning kompensera för de uppkomna resursbristerna (se kap 11.1). Vid vatten eller kvävebrist leder ett större rotsystem till att transportvägarnas längd minskar och att en allt större markvolym exploateras. Ökad skotttillväxt (stam och blad) möjliggör en större absorption av solstrålning vilket är av intresse då tillgången på kväve och vatten är god.

Mängden växttillgängligt mineralkväve i marken beror på mikroorganismernas aktivitet. Desto aktivare mikrobiom desto större möjlighet till N mineralisering. Det motsatta kan dock gälla. Hög aktivitet kan orsaka stort kväveupptag av mikroorganismerna (om det organiska materialet har mycket kol i förhållande till kväve) som därmed konkurrerar med växterna om mineral N. I allmänhet är denna period av immobilisering kort jämfört med den period då mikroorganismernas nedbrytning frigör kväve. Normalt kan man anta att mikrobiomet har en hög potential att tillväxa och att det för nedbrytningens del i stort sett aldrig råder brist på mikroorganismer. Istället är det brist på resursen dött organiskt material. Växten förser marken med detta material genom sitt förnafall. Denna förna är "färsk" och bryts ned relativt sett snabbt (huvuddelen bryts ned inom ett år). Lägre tillväxt ger normalt lägre förnafall. Detta ger alltså minskad mängd dött organiskt material till nedbrytningen och troligen minskad tillgång på kväve för växten vilket ger en låg tillväxt. Detta är ett exempel på en förstärkt återkoppling som

ger allt lägre tillväxt. Emellertid konsumerar mikroorganismerna också "gammalt" dött organiskt material (humus), om än långsamt. Denna resurs är dock så stor att bidraget till mineraliserat N totalt sett blir betydande. Ofta är det en stor del av växtens totala N behov som täcks genom nedbrytning av humus och växten är därmed inte enbart utlämnad åt nedbrytningen av sitt eget "färska" förnäringsfall.

I stort fungerar alltså samspelet mellan växten och dess omgivning så att växten tar resurser från sin omgivning. Då resurserna minskar blir tillväxten mindre varvid resurstillgången kan återhämta sig. Då ökar tillväxten osv. Sett över en viss tidsperiod inställer sig en balans mellan växt och omgivningen vars läge bestäms av växtens behov och egenskaper och omgivningens förmåga att skapa och transportera resurser. Sett över kortare tidsperioder är det fråga om en ständig obalans.

### 11.3 Strålningens påverkan

Fotoner (kvanta) i större delen av det synliga spektrat av solstrålningen absorberas mycket effektivt av bladen (se Beers lag, kap 7). För lövverket som helhet är den *potentiella bindningen av koldioxid* proportionell mot denna absorption (med potentiell avses att vatten, temperatur och kväveförhållanden ej är begränsande). I atmosfären är andelen synligt ljus av globalstrålningen (kap 7) relativt konstant. Av det skälet kan den potentiella strålningsutnyttjandeeffektiviteten (koldioxidupptag per strålningsabsorption) beräknas som proportionell mot mängden globalstrålning absorberas av lövverket. Ett annat alternativ är att beräkna fotosyntesen för enskilda blad med en sk ljusresponskurva där fotosyntesen enbart vid låga ljusnivåer är proportionell mot solstrålningen. Vid höga nivåer uppstår ljusmättnad. Detta kräver en beräkning av ljusabsorption hos enskilda blad inne i lövverket. Sedan summeras alla bladens koldioxidupptag (denna möjlighet finns dock inte i SOILN). Orsaken till att koldioxidupptaget för hela lövverket är relativt proportionellt mot absorberad strålning (medan det inte är det för enskilda blad) är att det i stort sett aldrig uppstår ljusmättnad på denna nivå.

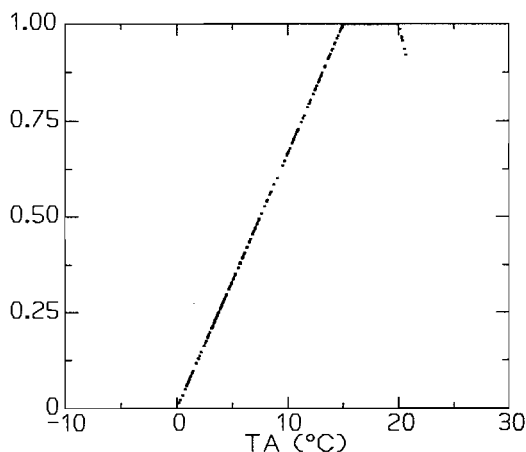
Strålningen, i termer av dagslängd, påverkar växtens *fenologi*. Tidpunkten för när kärnfyllningen startar inträffar tidigare desto större dagslängden är.

Den främsta effekten av ökad solstrålning är dock dess positiva effekt på koldioxidupptaget. En betydelsefull indirekt effekt finns också genom att mängden strålningsenergi till avdunstning har ökat (se nedan om vattnets påverkan).

### 11.4 Temperaturens påverkan

*Nettoinlagringen av kol i fotosyntesprocessen* är resultatet av dels ett upptag av koldioxid (bruttofotosyntes) dels en avgivning av koldioxid genom respiration kopplat till upptaget (se kap 11.1). Båda processerna stimuleras av ökad temperatur; bruttofotosyntesen svarar starkt på temperaturhöjningar vid låga temperaturer jämfört med vad respirationen gör. Vid höga temperaturer gäller det motsatta, dvs att

respirationen svarar mest på en temperaturhöjning. Följden blir att nettofotosyntesen (skillnaden mellan de två processerna) ökar starkt vid låga temperaturer (vårtemperaturer i Sverige), uppvisar små förändringar vid mellantemperaturer (sommartemperaturer i Sverige) och avtar vid höga temperaturer (sommartemperaturer i Sydeuropa) (fig 11.2, se också t ex fig 3.34 i Larcher 1983). Växtens kolupptag antas alltså var bestämd av fotosyntesprocessen. Dock finns det belägg för att fotosynteshastigheten kan underordnas andra tillväxtprocessers behov av kol såsom fastläggning av kol i tillväxtzonerna. Då påverkas kolupptaget av dessa processers temperaturberoende.

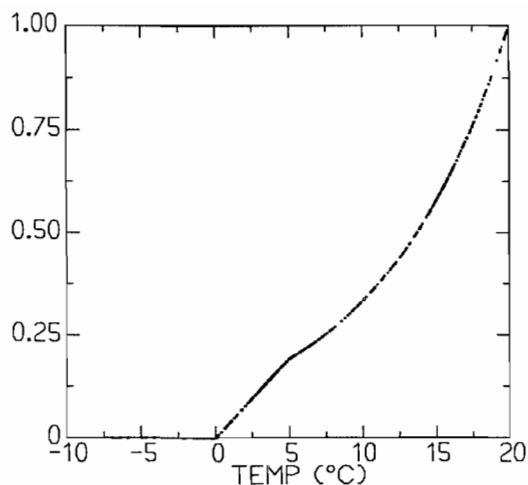


**Figur 11.2.** Kolupptagets (per dag) relativa respons på dygnsmedelvärdet av lufttemperaturen (TA). Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Den respiration som ej är direkt relaterad till fotosyntesen utan beror på växtens övriga energikrävande processer är mer styrd av växtens mängd biomassa än dess tillväxthastighet. Precis som för den tillväxtrelaterade respirationen ökar denna *respiration* svagt med temperaturen vid låga temperaturer och starkt vid höga. För en stor växt kan denna förlust vara större än kolintaget och växten uppvisar en nettoförlust av kol. Vid låg instrålning då fotosyntes ej äger rum kan detsamma inträffa; t ex minskar "fånggrödor" sin biomassa under vintern beroende på respirationsförluster (se fig 11.5a). Är växten stor med mycket biomassa som ska underhållas så är effekterna större.

Temperaturen styr också växternas *fenologi*. Ju högre temperaturen är desto fortare utvecklas växten. För t ex höstvete innebär detta att växten blommar tidigare, dvs perioden med vegetativ tillväxt är kortare. Perioden då kärnorna utvecklas är kortare. Effekten är så stor att en eventuell ökning av temperaturen i framtiden bedöms ge minskad skörd trots att koldioxidupptaget per tidsenhet blir större (Wolf m fl 1995, 1996). Å andra sidan kommer grödor kunna växa på platser där de ej hunnit mogna tidigare. T ex bedöms en ökad årsmedeltemperatur öka vårvetets odlingszon i Finland med i storleksordningen 15 mil/°C i nordlig riktning, och något mindre för korn (Carter & Saarikko 1995).





**Figur 11.3.** Mikroorganismernas relativa aktivitetsgrad (nedbrytning, nitrifikation och denitrifikation) i relation till marktemperaturen (TEMP). Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Ökad marktemperatur gynnar rötternas *vattenupptag* (se SOIL-modellen, Jansson 1991) som därmed verkar mindre begränsande på transpirationen. Marktemperaturen påverkar också mikroorganismerna. Temperaturberoendet hos deras respiration (fig 11.3) liknar växtrespirationens, dvs successivt mer ökande vid höga temperaturer. Detta innebär att *mineraliseringen av kväve* (som sker i form av ammonium, se kap 11.1) och *nitrifikationen* är hög på sommaren när växtens kväveupptag är stort. Vid ändrade klimatförhållanden, t ex varmare vintrar, är det av betydelse att veta hur dessa kvävelevererande processer reagerar på de ändrade temperaturförhållandena jämfört med växtens kvävekonsumerande upptag. Om växtens efterfrågan på kväve inte ökar (dvs tillväxten se fig 11.2) i samma utsträckning som mineraliseringen och nitrifikationen (fig 11.3) så ökar mängden nitrat i marklösningen. Vid omättade vattenförhållanden i marken stannar nitraten kvar i profilen och kan tas upp av växten. Men risken för utlakning av kväve ökar. I händelse av ett omfattande regn blir en större andel av markprofilen successivt mättad. Då hämmas den kapillära upptransporten (se kap 4.3) och det nitratberikade vattnet transporteras nedåt i profilen, bort från rotzonen med ökad utlakning som följd. *Denitrifikationen* är också temperaturberoende; hög temperatur orsakar hög denitrifikation om fuktighetsförhållandena är gynnsamma (se nedan).

### 11.5 Vattnets påverkan

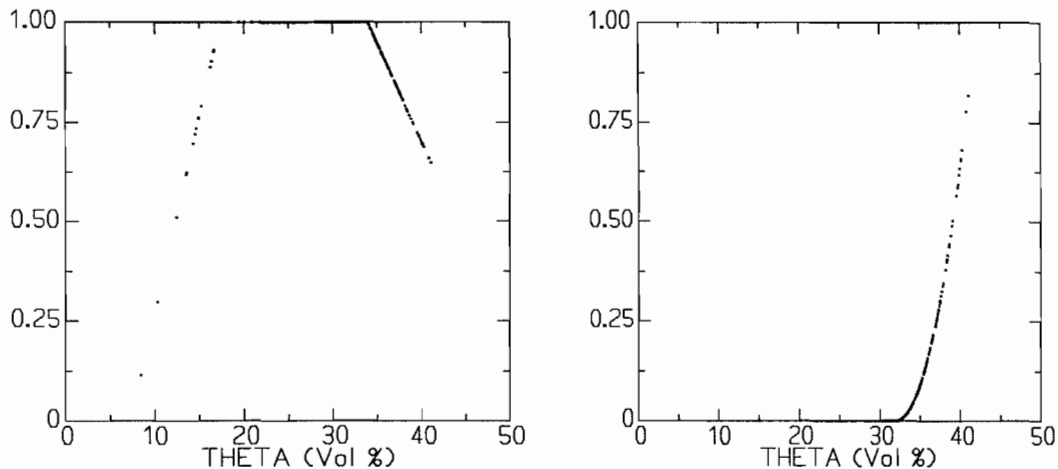
Både *växtens kolupptag* och transpiration styrs av stomatas öppningsgrad (se kap 6). Därför är det naturligt att det finns ett samband mellan dessa två flöden. Mekanismen bakom sambanden är dock komplex och orsak-verkan förhållandena är oklara. Ett mycket vanligt antagande (vilket även används i SOILN) är att om det uppstår vattenbrist och transpirationen minskar så verkar detta hämmande på kolupptaget. Andelen assimilat som avsätts för skotttillväxt minskar medan rötterna ökar sin andel, dvs *allokeringen* påverkas. Därmed ökar växten sina möjligheter att ta upp mer av vattnet i den redan exploaterade rotzonen och/eller ta upp vatten från djupare skikt. I och med att rottillväxten förändras ändras också förnäringsbildningen och mängden dött

organiskt material i olika skikt. Större rotdjup orsakar bildning av färsk förna i allt djupare skikt med ökad N mineralisering som följd.

Nederbörden påverkar kolupptaget genom att vatten intercepteras på bladen (kap 4.5). Antal stomata i direktkontakt med omgivande atmosfärsluft minskar vilket hämmar både transpirationen och kolupptaget. Nederbördens intensitet spelar här en roll. Måttligt regn ger större *interception* än om regnet kommer som häftiga skurar då en stor andel når markytan.

Nederbörden för med sig kväve till markytan (*våtdeposition*). Dels direkt till markytan genom att regn faller mellan bladen, dels genom att regnet sköljer av kväve som fastnat på bladytorna genom *torrdeposition*.

Vattenhalten i marken styr den mikrobiella aktiviteten. Mikroorganismerna som styr N *mineraliseringen* respektive *nitrifieringen* är vid normala förhållanden relativt oberoende av vattenhalten. Men om vattenhalten blir låg (vattnet är hårt bundet till markpartiklarna; fig 4.5) blir aktiviteten låg. Då det finns så mycket vatten blir syretillförseln begränsande för den mikrobiella aktiviteten (fig 11.4a). Då är i stället förhållandena gynnsamma för de mikroorganismer som orsakar *denitrifikation* (fig 11.4b). Utlakningsförlusterna sker också i situationer med hög vattenhalt. Nitratkväveförlusterna till omgivningen sker alltså vid förhållanden då förutsättningarna för frigörelsen av mineralt N är dåliga. Enbart våta förhållanden ger alltså förluster som så småningom begränsas av att nybildning av nitrat är liten. Omväxlande våta och torra förhållanden ger däremot en ständigt god nybildning av nitrat och förlusterna kan totalt sett bli större. Ammonium kan också lakas ut men beroende på markens adsorptionsegenskaper är det ofta frågan om mycket små mängder. SOILN-modellen beräknar inte ammoniakavgången.



**Figur 11.4a, b.** a) Aeroba mikroorganismers relativa aktivitetsgrad (nedbrytning och nitrifikation) i relation till markvattenhalten (THETA). b) Anaeroba mikroorganismers relativa aktivitetsgrad (denitrifikation) i relation till markvattenhalten. Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Rötternas *vattenupptag* är starkt kopplat till markvattenpotentialen. Vid en relativt måttlig upptorkning hämmas upptaget inte speciellt mycket men vid låga vattenpotentialer blir hämningen stor (se t ex fig 4.6 och Tabell 5.4). Lågt rotupptag ger låg transpiration som resulterar i lågt koluttag.

Beroende på markens strukturella egenskaper och om marken är frusen eller uttorkad, kommer förutsättningarna för infiltration av nederbörd och *vattenflöden i marken* att vara olika. Är markytan t ex frusen så är risken för ytavrinning stor. Med *ytavrinning* går markprofilen (rotzonen) miste om dels själva vattnet, dels de ämnen som följer med ytavrinningen, såsom mineralnäve från depositionen eller förfall innehållande organiskt bundet kväve. I det gynnsamma fallet däremot rinner allt vatten sakta ned genom små porer i profilen och ökar vattenhalten i hela markvolymen. Mellan dessa två ytterligheter finns ett spektrum av möjligheter, beroende på hur markens porstruktur ser ut. En del av nederbörden kan följa med ytavrinning, en del kan passera snabbt förbi de övre skikten genom stora porer men komma de undre skikten av rotzonen tillgodo, och en annan del kan infiltreras långsamt och väta de övre skikten (se t ex MACRO-modellen, Jarvis 1991).

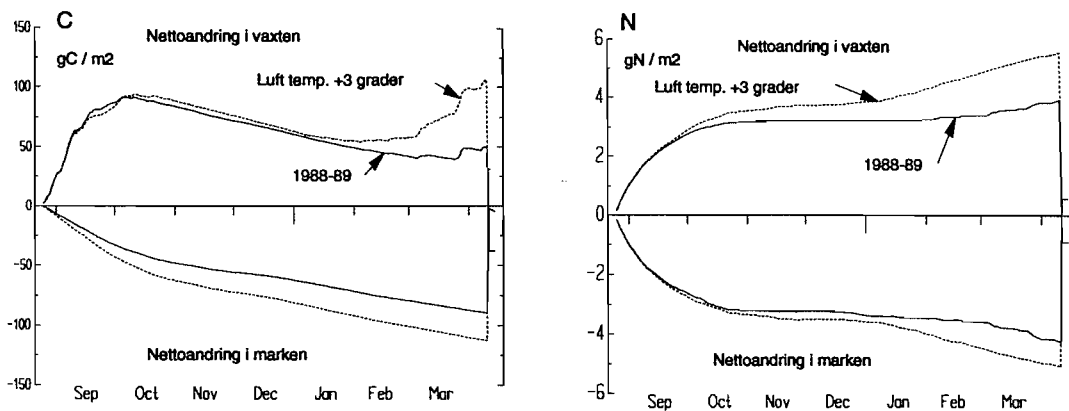
## 11.6 Effekterna av en temperaturhöjning i klimatet

De flesta förutsägelser om klimatets utveckling de närmaste 100 åren ger vid handen att temperaturen i de nordiska länderna kommer att öka. Speciellt vintertid kan det bli fråga om en temperaturökning på flera grader. Effekten av en sådan klimatförändring på kol-, kväve och vattenflöden i växtodlingssystem bedöms med simuleringsmodeller liknande SOIL/SOILN (se t ex Harrison m fl 1995). I fig. 11.5 har vi gjort ett förenklat numeriskt experiment med en likformig höjning av

lufttemperaturen med 3 °C för ett fånggrödesystem i södra Sverige. Hur skulle denna temperaturökning kunna påverka kol och kväveflödena? SOIL/SOILN har anpassats till (parameteriserats för) denna odling av Lewan (1993) och Blombäck & Eckersten (199X).

I simuleringen för de faktiska väderförhållandena 1988-89 ökar först kolinnehållet i växten fram till mitten av oktober (heldragen linje i fig 11.5a). Därefter överstiger förlusterna, genom respiration och förnafall, upptaget via bladens fotosyntes. Växten minskar sitt kolinnehåll fram till februari. Det är främst respirationen som orsakar förlusterna ty förnanedfallet är kopplat till tillväxten. I mars börjar så åter fotosyntesens kolupptag överstiga respirationsförlusterna. I marken sker en ständig tillförsel av kol via rotomsättning och rotexudater (utsöndring av olika föreningar innehållande bl a kol) så länge som rottillväxt pågår. Förluster av kol sker genom markrespiration (orsakad av mikrobernas nedbrytning av det döda organiska materialet) så länge temperaturen överstiger fryspunkten. Förlusterna överstiger tillförseln så att kolinnehållet i marken minskar hela tiden fram tills dess plöjningen sker. Då ökas markens kolförråd med mängden kol i den nedplöjda växten. För mark och växt som helhet sker ändå en nettoförlust av kol.

Kväveinnehållet i växten (heldragen linje i fig 11.5b) ökar under hösten liksom kolinnehållet. Men i motsats till kolet så påverkas inte N-innehållet av respirationen och det minskar därmed inte under vintern. Grödans N koncentration ökar. Kväveinnehållet i marken minskar på hösten på grund av växtens kväveupptag. Från November till januari sker i stort sett inget N upptag. De små förluster som görs i markens N-innehåll under denna period är orsakade av utlakning. Vid plöjning tillförs marken växtens kväve igen och ändringen i kväveinnehåll i marken och växten som helhet är liten jämfört med vad fallet var för kolet. En liten minskning kan noteras som beror på förluster av kväve genom utlakning och denitrifikation. Kol-kväveknoten i marken har minskat under hösten och vintern och förutsättningarna för mineralisering av N har förbättrats.



**Figur 11.5 a och b.** Simulerad ackumulerad nettoändring av kol och kväve i växt och mark för en fånggröda (Italienskt ryegräs) i Mellby. Simuleringarna är gjorda med SOIL/SOILN modellerna dels för det aktuella vädret 1988-89 (Blombäck & Eckersten 199X), dels för en antagen ökning av temperaturen med 3 °C, jämnt över hela perioden.

Som en följd av temperaturökningen ökar kolutplagringen i växten markant under våren medan den ändras obetydligt under hösten. Då är tillväxten kvävebegränsad p g a den omfattande immobiliseringen av kväve som sker i samband med nedbrytningen av huvudgrödans kolrika skörderester. Kolförlusterna från marken ökar beroende på den ökade mikrobiella aktiviteten. Systemet som helhet minskar därmed sitt kolinnehåll under hösten och vintern jämfört med innan temperaturhöjningen. Vid plöjningen är kolinnehållet i marken nästan oförändrat jämfört med efter skörden av huvudgrödorna i augusti. Temperaturökningen har alltså orsakat en ökning av kolinnehållet i marken.

Temperaturökningen orsakar att växtens kväveupptag ökar som följd av den ökade tillväxten, dvs speciellt under våren. På hösten är tillgången på mineralkväve dålig och växten kan inte ta upp mer trots att det blir varmare. Den ökade temperaturen har inte ökat netto-mineraliseringen av kväve beroende på att en omfattande immobilisering då sker. Senare på hösten och vintern mineraliseras det mer än innan temperaturhöjningen. Växten växer bättre och tar upp mer kväve. Ökningen av kväve i växten är större än minskningen i markkväve vilket tyder på att åtminstone en del av den ökade mängden mineraliserat kväve tagits upp av växten och därmed inte lakats ut. Det kan också tyda på att den ökade tillväxten har minskat utlakningen. Efter plöjning ser vi att marken har ökat sitt kväveinnehåll. En närmare analys (data visas ej här) visar att orsaken till detta är att utlakningen minskat markant. Höjningen i markens kväveinnehåll är dock mindre än höjningen i kolinnehåll vilket innebär att det organiska material som mikroorganismerna bryter ned har blivit förhållandevis kvävefattigare, vilket verkar hämmande på kävemineraliseringen, åtminstone på kort sikt.

Experimentet visar på tre positiva miljöeffekter av en temperaturhöjning under en höst och vinterperiod. Nettoupplagringen i marken av atmosfäriskt koldioxid ökar och kväveutlakning minskar, under perioden med temperaturökningen. Dessutom minskar risken för kväveutlakning under våren efter plöjningen eftersom N mineraliseringen hämmas av en ökad C/N-kvot i det nedplöjda materialet. Detta motverkas dock i viss mån av att kväveinnehållet i det organiska materialet ökat. Först, under våren, slår en ökning av C/N-kvoten igenom och mineraliseringen minskar. Men så småningom, när nedbrytningen pågått ett tag, minskar C/N-kvoten (under denna tid ökar koldioxidavgivningen till atmosfären). Det finns nu mer kväve i det organiska materialet (inbegripet mikroorganismerna) som kan mineraliseras jämfört med om ingen temperaturhöjning hade skett. Huvudgrödan (t ex stråsäd) kommer att erbjudas mer kväve från den normala nedbrytningen och kan tillväxa bättre (dvs större koldioxidupptag från atmosfären), alternativt minska sitt behov av kvävegödsling. Översiktligt ser vi att den ökade kolupplagringen orsakad av temperaturhöjningen tenderar att hålla kvar kvävet i mark-växsystemet.

Vad avser den andra effekten ovan, minskad utlakning på vintern, är kanske den viktigaste faktorn den effekt en temperaturhöjning har på vattenflödena. En ökad temperatur innebär att mättnadsångtrycket i atmosfären ökar. Ångtrycksdeficitet och därmed drivkraften för avdunstning ökar (se Tabell 5.3). I allmänhet är nettoflödet av vatten under det mörka halvåret riktat nedåt. Den ökade temperaturen orsakar alltså att mer vatten avdunstar till atmosfären och därmed minskar avrinningen och mer kväve blir kvar i systemet. Det ska dock framhållas att vi i detta experiment ej beaktat att nederbörden kanske också ökar vid en framtida klimatförändring. Om vi antar en ökning på 15% reduceras i det här fallet utlakningsminskningen med hälften jämfört med oförändrad nederbörd.

Temperaturhöjningen är orsakad av en höjning av CO<sub>2</sub> -halten i atmosfären. Om vi skulle ta hänsyn till denna CO<sub>2</sub>-höjnings direkta effekt på fotosyntesen skulle effektiviteten i strålningsutnyttjandet öka och därmed kolupptaget. Stomatamotståndet skulle troligen också öka vilket skulle kunna orsaka en minskad transpiration (ekv 4.8). Detta skulle dock också innebära varmare bladytor och därmed en ytterligare uppvärmning av atmosfären (se ekv. 4.11). Bladyornas energibalans (ekv 4.5), som till betydande del bestäms av växtegenskaper (t ex  $r_c$  i ekv 4.8), påverkar alltså klimatet.

## 12. Referenser

\* = litteratur med karaktär av lärobok

- Anonym 1992. Miljö från A till Ö. Det naturliga steget. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Barrow E., Hulme M. och Semenov M., 1994. Site specific scenarios. In: Harrison P A, Butterfield R E och Downing T E (eds). Climate change and agriculture in Europe: Assessment of impacts and adaptations. Annual report for Environment programme, Commission of European Union. Environmental Change Unit, University of Oxford. sid 15-24
- Barrow E. och Semenov M., 1995. Climate change scenarios with high temporal and spatial resolution for Agricultural applications. *Forestry*, 68:349-360.
- Beskow G., 1935. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads, *Swedish Geol. Survey Yearbook* 26(3) 1932, Ser. C, no 375, Translated by Österberg J O, Tech. Inst., Northwestern Univ., Evanston, 242 sidor.
- Blombäck K. & Eckersten H., 199X. Simulation of carbon and nitrogen dynamics of catch crop. (manuskript)
- Burujeny M., 1992. Dygnsvariation i bladvattenpotential hos raps och senap. Mätningar och simuleringar. Examensarbete. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 92:3, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--92/3--SE. 27 pp.
- Carter T. R. & Saarikko R. 1995. Modelling the effects of climate change on crops at the regional scale. Effects on spring wheat and spring barley in Finland. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 319-329.
- Cermák J., Cienciala E., Kucera J. & Hällgren J-E. 1992. Radial velocity profiles of water flow in trunks of Norway spruce and oak and the response of spruce to severing. *Tree Physiology*, 10:367-380
- \*Chang R., 1994. Chemistry. 5<sup>th</sup> edition. McGraw-Hill, Inc., Hightstown, NJ 08520. 994 sidor.
- Cienciala E., Eckersten H., Lindroth A., Hällgren J-E., 1994. Simulated and measured water uptake by *Picea abies* under non-limiting soil water conditions. *Agric. and Forest Meteorol.* 71:147-164.
- Eckersten H. 1986. Willow growth as a function of climate, water and nitrogen. Department of Ecology and Environmental Research. Report 25 (Dissertation), Swedish University of Agricultural Sciences. Uppsala Sweden.

- Eckersten H., 1995. Simulation of water in plant communities - SPAC model description, exercises and user's manual. SPAC version 5.0. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 95:7, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--95/7--SE. 47 sidor
- Eckersten H. och Jansson P-E., 1991. Modelling water flow, nitrogen uptake and production for wheat. *Fert Res.* 27:313-329.
- Eckersten H., Jansson P-E. och Johnsson H., 1996. SOILN model (ver 9.1), User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 96: , Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--96/--SE. 95 pp.
- Eckersten, H., 1991a. SPAC-GROWTH, model description. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 164, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--164--SE. 36 pp.
- Eckersten, H., 1991b. SPAC-GROWTH model, User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 91:4, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--91/4--SE. 31 pp.
- \*Ferry J. F., 1959. Fundamentals of plant physiology. Macmillan Publishing Company, New York.
- \*Griffiths, J.F. 1985. Climatology. In: Houghton, D.D. (Ed.). *Handbök of applied meteorology*. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 62-132.
- Giorgi F., Mearns L. O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews on Geophysics*. 29:191-216.
- Grip H. & Rodhe A., 1985. Vattnets väg från regn till bäck. Forskningsrådets förlagstjänst. Karlshamn.
- Halldin S., 1990. Biogeofysik. I *Nationalencyklopedin*, andra bandet. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Harrison P.A., Butterfield R.E. & Downing T.E., 1995. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. 411pp.
- \*Hillel D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.
- Jiagang L., 1988. A theoretical model of the process of rainfall interception in forest canopy. *Ecological modelling*. 42: 111-123.
- Jansson, P-E. 1991. Simulation model for soil water conditions, description of the SOIL model. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 165, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--165--SE. 72 pp.
- Jansson P-E. och Halldin S., 1979. Model for annual water and energy flow in layered soil. In: Halldin (ed.) *Comparison of forest water and energy exchange models*. *Int. Soc. Ecol. Modelling (Copenhagen)* pp.145-163



- Jarvis N., 1991. MACRO - A model of water movement and solute transport in macroporous soils. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 9, Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISBN 91-576-4484-5. 58 pp.
- Johnsson H., Bergström L., Jansson P-E. och Paustrian K., 1987. Simulation of nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 18:333-356.
- \*Jones H. G., 1992. Plants and microclimate: a quantitative approach to environmental plant physiology, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University Press, Britain.
- Kowalik, P.J. & Eckersten, H. 1984. Water transfer from soil through plants to the atmosphere in willow energy forest. *Ecological Modelling* 26:251-284.
- Kowalik, P.J. & Turner, N.C. 1983. Diurnal changes in the water relations and transpiration of a soybean crop simulated during the development of water deficits. *Irrig. Sci.*, 4:225-238.
- \*Kutilek, M. & Nielsen, D.R. 1994. Soil hydrology. Cremlingen-Destedt: Catena-Verl., 370 pp.
- \*Larcher W. 1983. Physiological plant ecology. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo. 303 pp
- Lewan L. 1993. Evaporation and discharge from arable land with cropped or bare soils during winter. Measurements and simulations. *Agric & For. Meteorol.*, 64:131-159.
- Lewan L. & Jansson P-E. 1996. Significance of spatial variation in soil properties and evaporation for simulation of soil water flows. In Lewan L: Evaporation, discharge and nitrogen leaching from a sandy soil in Sweden - Simulations and measurements at different scales in space and time. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 27, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden. 22 pp
- \*Liljequist G.H., 1970. Klimatologi. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm, 427 pp.
- Lindroth A., 1985. Canopy conductance of coniferous forests related to climate. *Water Resour. Research* 21(3):297-304.
- Lindroth A. & Halldin S. 1990. Gradient measurement with fixed and reversing temperature and humidity sensors above a forest. *Agric. & Forest Meteorology*, 53:81-103
- \*Marshall T. J. och Holmes J. W., 1988. Soil physics, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University Press, Cambridge. 374 sidor.
- \*Monteith J. L. och Unsworth M. H., 1990. Principles of environmental physics, 2<sup>nd</sup> edition. Edward Arnold, London. 291 sidor.
- \*Monteith J. L., 1973. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London. 241 sidor.
- Odin H., 1976. Kompendium i skogsmeteorologi. Skoghögskolan Umeå. 20 sidor.
- \*Oke T. R., 1978. Boundary layer climates. Methuen & Co. Ltd, London

- Perttu K., 1995a. Jordens strålnings-, vatten- och energibalans. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövård, SLU, Uppsala. Kurskompendium
- Perttu K., 1995b. Agrometeorologi: Definitioner, processer och tillämpningar. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövård, SLU, Uppsala. Kurskompendium.
- Racsko P., Szeidl L. & Semenov M. 1991. A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modelling*, 57:27-41
- \*Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. 1983. Microclimate. The Biological Environment, Second edition. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, 495 pp.
- \*Salisbury F. B. och Ross C. W., 1992. Plant physiology, 4<sup>th</sup> edition. Wadsworth Publishing Company, Belmont, Carlifornia. 682 sidor
- \*Sellers, W.D. 1965. Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago & London, 272 pp.
- Thorthwaite, C.W. 1931. The climates of North America according to a new classification. *Geog. Rev.* 21:633-635.
- Thorthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.* 38:55- 94.
- \*Torsell B., Karlsson S. och Bodin B., 1989. Kompendium i växtodlingens produktionsbiologi. Institutionen för växtodlingslära. Rapport 11. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. ISBN 91-576-3957-4.
- Van Genuchten M. Th., Kavle F., Russell W.B. and Yates S.R., 1989. Direct and indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In : J. Bouma and A. K. Bregt (ed): Land qualities in space and time. Pudoc, Wageningen, 61-72.
- Wolf J., Semenov M.A., Eckersten H., Evans L.G., Iglesias A. & Porter J.R., 1995. Modelling the effects of climate change and climatic variability on crops at the site scale. Effects on winter wheat: A comparison of five models. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 231-279.
- Wolf J., Evans L.G., Semenov M.A., Eckersten H. & Iglesias A. 1996. Comparison of wheat simulation models under climate change. I. Model calibration and sensitivity analyses. *Climate Research*. 7:253-270

## I. Appendix - svar till räkneuppgifter

### Uppgift 5.1)

$$tid = 10^{01}$$

$$E_T = (\rho C_p / L \gamma) * (e_{cs}(T_c) - e_a) / (r_c + r_a)$$

$$\rho C_p / L \gamma = 1204.7 * 1.004 / 2451.8 / 67 \text{ [g m}^{-3} \text{ Pa}^{-1}]$$

$$(Om T_c = T_a)$$

$$e_{cs}(T_c) = e_s(T_a) = 0.61078 \exp(17.269 T_a / (T_a + 237.3)) ;$$

$$T_a = 20^\circ \text{C ger } 2.338 \text{ [kPa]} = 2338 \text{ [Pa]}$$

$$och: e_a = h_a * e_s(T_a) = 0.7 * 2338 = 1637 \text{ [Pa]}$$

$$r_a = \ln^2((z_u - z_d) / z_o) / 0.41^2 / u = 15.3 \text{ [s/m]}$$

$$z_u = 3 + 2 \text{ [m]}$$

$$z_d = 0.7 * 3 = 2.1 \text{ [m]}$$

$$z_o = 0.1 * 3 = 0.3 \text{ [m]}$$

$$r_c = r_s / LAI = 250 / 5 = 50 \text{ [s/m]}$$

$$detta ger E_T = 0.079 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$$

$$\psi_g = 0$$

$$r_g = 0$$

$$r_p = 10$$

$$\psi_c = \psi_{cMin} * (1 - m_v / m_{vMax}) \quad (\psi_{cMax} = 0)$$

$$m_v = 80 * 5 \text{ [g m}^{-2}]; \text{ vid } t = 10^{01}$$

$$m_{vMax} = 100 * 5 \text{ [g m}^{-2}]$$

$$\psi_c = -2 * (1 - 400 / 500) = -0.4 \text{ [MPa]}$$

$$F_U = 0.4 / 10 = 0.04 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t = (-0.079 + 0.04) * 60 = -2.34 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$$

$$m_v(t = 10^{02}) = m_v(t = 10^{01}) + \delta m_v = 400 - 2.34 = 397.66 \text{ [g m}^{-2}]$$

Ändringen i mängd markvatten är försumbar:  $F_U = 2.4 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$  är mycket liten jämfört med poolens storlek som är i storleksordningen  $200\,000 \text{ [g m}^{-2}]$ .

Nästa tidsteg:

$$\text{tid} = 10^{02}$$

(Om  $T_c = T_a$ )

$$e_{cs}(T_c) = e_s(T_a) = 0.61078 \exp(17.269 T_a / (T_a + 237.3)) ;$$

$$T_a = 21^\circ \text{C ger } = 2487 \text{ [Pa]}$$

$$\text{och: } e_a = h_a * e_s(T_a) = 0.66 * 2487 = 1641 \text{ [Pa]}$$

$$r_a = \text{samma}$$

$$r_c = \text{samma}$$

$$\text{detta ger } E_T = 0.095 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\psi_g = 0$$

$$r_g = 0$$

$$r_p = \text{samma}$$

$$m_v = 397.66 \text{ [g m}^{-2}]$$

$$\psi_c = -2 * (1 - 397.66 / 500) = -0.41 \text{ [MPa]}$$

$$F_U = 0.4 / 10 = 0.041 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t = (-0.095 + 0.041) * 60 = -3.24 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$$

$$m_v(t=10^{03}) = m_v(t=10^{02}) + \delta m_v = 397.66 - 3.24 = 394.42 \text{ [g m}^{-2}]$$

Svar: Från tiden  $10^{01}$  till  $10^{03}$  har växten minskat sin vattenmängd med  $5.58 \text{ g m}^{-2}$

## Uppgift 5.2)

a)

$$R_{nc} = LE_T + H_T$$

$$H = 300 - 2451.8 * 0.079 = 300 - 193.7 = 106.3 \text{ [W m}^{-2}]$$

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a$$

$$T_c = H r_a / \rho C_p + T_a = 106.3 * 0.01265 + 20 = 21.34 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

b)

$$e_{cs}(T_c = 21.34) = 2539 \text{ [Pa]}$$

$$e_{cs} - e_a = 761 \text{ [Pa]} = +8\% \text{ jämfört med i a) dvs transpirationen är 8\% större}$$

*dvs*  $LE_T = 210.3 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$

**c)**

$$H = 300 - 210.3 = 89.7 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$$

$$T_c = 89.7 \cdot 0.01265 + 20 = 21.13 \text{ [}^{\circ}\text{C]}$$

**d)**

$$e_{cs}(T_c = 21.13) = 2507 \text{ [Pa]}$$

$$e_{cs} - e_a = 752 \text{ [Pa]} = -1\% \text{ jämfört med i c) dvs transpirationen är 1\% lägre}$$

$$\text{i c) } LE_T = 207.8 \text{ [W m}^{-2}\text{]} ; \text{ Vilket är ungefär 7\% mer än då vi antog att } T_c = T_a.$$

*Genom att göra ytterliggare en iteration skulle vi få ett exaktare värde, osv.*

## II. Appendix

### Symbollista

Symbol	Beskrivning	Enhet
$\alpha$	Andelen strålning som reflekteras	-
$\alpha_\lambda$	Absorptionsförmågan vid en given våglängd	-
$\beta$	Solhöjd	rad
$\delta$	Allmänt använd för att beteckna tidsintervall	-
$\Delta$	Allmänt använd för att beteckna skillnader i storheter	-
$\varepsilon$	Emmisivitet	-
$\gamma$	Psykrometerkonstant ( $\approx 67$ )	Pa K <sup>-1</sup>
$\lambda$	Våglängd för elektromagnetisk strålning	$\mu\text{m}$
$\kappa$	Extinktionskoefficient för bestånd, relaterad till bladyteindex	-
$\kappa_a$	Extinktionskoefficient för atmosfären, relaterad till sträcka	m <sup>-1</sup>
$\kappa_p$	Interceptionskoefficient för regn relaterad till bladyteindex	-
$\psi_{\text{Matrix}}$	Vattenpotential beroende på bindning till det fasta mediet	MPa
$\psi_{\text{Grav}}$	Vattenpotential beroende på gravitationskrafter	MPa
$\psi_{\text{Tryck}}$	Vattenpotential beroende på tryck från omgivande material	MPa
$\psi_{\text{Air}}$	Vattenpotential i atmosfären	MPa
$\psi_{\text{Osmos}}$	Vattenpotential beroende på osmos	MPa
$\psi_{\text{cMin}}$	Minimum vattenpotential i bladverket	MPa
$\psi_{\text{cMax}}$	Maximum vattenpotential i bladverket	MPa
$\psi_{\text{c}}$	Bladverkets vattenpotential	MPa
$\psi_{\text{g}}$	Markvattenpotential	MPa
$\rho_{\text{g}}$	Markens skrymdensitet	g m <sup>-3</sup>
$\theta$	Markens relativa vatteninnehåll	-
$\theta_{\text{c}}$	Markens relativa vatteninnehåll vid mättnad	-
$\omega$	Vinkelfrekvens	d <sup>-1</sup>
$\tau$	Andelen strålning som transmitteras	-
$\tau_i$	Impulsflöde	g m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>
$\Delta q$	Nettoflöde av vatten in i en kolumn	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$\sigma$	Stephan-Boltzmanns konstant ( $= 5.67 \cdot 10^{-8}$ )	J m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-4</sup>
$\rho_a$	Densiteten för fuktig luft ( $\approx 1.2047$ )	kg m <sup>-3</sup>
$\xi$	Absolut fuktighet	g m <sup>-3</sup>
$a_{\text{g}}$	Koefficient för hydraulisk konduktivitet vid mättnad (för $r_{\text{g}}$ )	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$a_{\text{g},s,v}$	Koefficienter för strålning i atmosfären. g = spridning i luftens molekyler, s = spridning i stoft partiklar, v = absorption i vattenånga	-
$\Lambda_{\text{Sim}}, \Lambda_{\text{Sut}}$	Advektion av energi in i respektive ut ur en kolumn	W m <sup>-2</sup>
$\Lambda_{\text{Win}}, \Lambda_{\text{Wut}}$	Advektion av vatten/vattenånga in i respektive ut ur en kolumn	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$b_{\text{g}}$	Koefficient för rotutbredning (för $r_{\text{g}}$ )	MPa
$C$	Markens totala värmekapacitet (per volymenhet)	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>

$C_{a,w,i}$	Värmekapacitet (per volymsenhet) för luft, vatten och is	$J m^{-3} K^{-1}$
$c_{BC}$	Porstorlekskoefficient i Brooks & Coreys ekv.	-
$c_p$	Koefficient för porstorleksfördelning (för $r_g$ )	-
$C_m$	Värmekapacitet (per volymsenhet) för mineraldelen av marken	$J m^{-3} K^{-1}$
$C_o$	Värmekapacitet (per volymsenhet) för den organiska delen av marken	$J m^{-3} K^{-1}$
$C_p$	Luftens specifika värme vid ett givet tryck (per massenhet=1004)	$J kg^{-1} K^{-1}$
$C_v$	Luftens specifika värme vid en given volymk (per massenhet)	$J kg^{-1} K^{-1}$
$d$	Dämpningsdjup	m
$D$	Markens termiska diffusivitet	$m^2 d^{-1}$
$E$	Avdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
$e_a$	Aktuellt ångtryck i atmosfären	hPa
$e_{cs}$	Mättnadsångtryck vid bladytorna	hPa
$E_g$	Markyteavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
$E_t$	Interceptionsavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
$e_s$	Mättnadsångtryck i atmosfären	hPa
$E_T$	Transpiration	$g m^{-2} s^{-1}$
$f_{a,i,m,o,w}$	Volymsandelen av luft, is, mineral, organiskt material och vatten i marken	-
$f_{s,v}$	Halter av stoft och vattenånga i atmosfären	-
$F_{IT}$	Rotupptag	$g m^{-2} s^{-1}$
$h_a$	Atmosfärens relativa fuktighet	-
$H$	Förnimbart värmefflöde	$W m^{-2}$
$H_g$	Förnimbart värmefflöde från markytan	$W m^{-2}$
$H_i$	Förnimbart värmefflöde från interceperat	$W m^{-2}$
$H_T$	Förnimbart värmefflöde från transpirerande ytor	$W m^{-2}$
$k$	von Karman's konstant ( $\approx 0.41$ )	-
$K$	Geometriskkoefficient för strålning i bestånd	-
$k_h$	Termiska konduktiviteten i marken	$W m^{-1} K^{-1}$
$k_{hs}$	Termiska konduktiviteten hos snö	$W m^{-1} K^{-1}$
$k_{hw}$	Vattnets termiska konduktivitet	$W m^{-1} K^{-1}$
$L$	Latentvärmeför fasomvandling från vatten till vattenånga ( $\approx 2.4518 \cdot 10^6$ )	$J kg^{-1}$
$LAI$	Bladyteindex	-
$L_i$	Latentvärmeför fasomvandling från vatten till is	$J kg^{-1}$
$M$	Lagring av energi	$W m^{-2}$
$M_a$	Torra luftens molekylvikt	$g mol^{-1}$
$m_a$	Mängd vatten och vattenånga i atmosfären	$g m^{-2}$
$m_d$	Mängd torr luft	g
$m_p$	Mängd vatten i marken	$g m^{-2}$
$m_{pMax}$	Mängd vatten i marken vid mättnad	$g m^{-2}$
$m_v$	Lättillgängligt vatten i växten	$g m^{-2}$
$m_{vI}$	Interceperat vatten	$g m^{-2}$
$m_{vIMax}$	Max interceperat vatten per markyteenhet	$g m^{-2}$
$m_{vIo}$	Max interceperat vatten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
$m_{vMax}$	Max lättillgängligt vatten i växten per markyteenhet	$g m^{-2}$
$m_{vIo}$	Max lättillgängligt vatten i växten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
$m_w$	Mängd vattenånga	g
$p$	Tryck	Pa

P	Nederbörd ovanför beståndet	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$
$p_d$	Partialtryck för torr luft	Pa
$P_E$	Nederbörd som når markytan	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$
PS	Energi som åtgår för fotosyntes	$\text{W m}^{-2}$
q	Specifik luftfuktighet	-
$q_h$	Värmeledning till marken	$\text{W m}^{-2}$
$q_{L, \text{loss}}$	Förlust av vatten från marken genom avrinning och perkulation	$\text{s m}^{-1}$
$r_a$	Aerodynamiskt motstånd	$\text{s m}^{-1}$
$r_{aH}$	Aerodynamiskt motstånd för sensibla värmeflödet	$\text{s m}^{-1}$
$r_{aM}$	Aerodynamiskt motstånd för impulsflödet	$\text{s m}^{-1}$
$R_{\text{absa}}$	KV-strålning som absorberas av gaser i atmosfären	$\text{W m}^{-2}$
$R_{\text{absc}}$	KV-strålning som absorberas i moln	$\text{W m}^{-2}$
$r_b$	"Excess resistance" ( $=r_{aH}-r_{aM}$ )	$\text{s m}^{-1}$
$r_c$	Stomatamotstånd per markyteenhet	$\text{s m}^{-1}$
$R_E$	Enuniterad strålningsenergi	$\text{W m}^{-2}$
$r_g$	mark-rotmotstånd	$\text{MPa s m}^2 \text{g}^{-1}$
$R_{lwa}$	Atmosfärisk långvågsstrålning infallande mot jordytan	$\text{W m}^{-2}$
$R_{lwb}$	Långvågsstrålningsbalansen vid jordytan	$\text{W m}^{-2}$
$R_{lws}$	Långvågsstrålning från jordytan	$\text{W m}^{-2}$
$R_n$	Nettostrålning ovanför beståndet	$\text{W m}^{-2}$
$R_{nc}$	Bladverkets nettostrålning	$\text{W m}^{-2}$
$R_{ng}$	Nettostrålning vid markytan	$\text{W m}^{-2}$
$R_{nT}, R_{nT}$	Nettostrålning för våta respektive transpirerande vegetationsytor	$\text{W m}^{-2}$
$r_p$	Växtmotstånd	$\text{MPa s m}^2 \text{g}^{-1}$
$R_{ra}$	KV-strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar	$\text{W m}^{-2}$
$R_{rc}$	KV-strålning som sprids och reflekteras i moln	$\text{W m}^{-2}$
$r_s$	Stomatamotstånd per bladYTEENHET	$\text{s m}^{-1}$
$R_s$	Infallande kortvågig strålning (300-3000nm) på en horisontell yta vid jordytan	$\text{W m}^{-2}$
$R_{sc}$	Solarkonstanten	$\text{W m}^{-2}$
s	Mättnadsångtryckets förändring per grad vid den aktuella lufttemperaturen	$\text{Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$
S	Energiinnehåll i en kolumn	$\text{W m}^{-2}$
t	Tid	olika
T	Temperatur i allmänhet	$^\circ\text{C}, \text{K}$
$T_a$	Lufttemperatur	$^\circ\text{C}$
$T_{bc}$	Jordens temperatur (som helhet)	K
$T_c$	Bladverkets temperatur	$^\circ\text{C}$
$T_{ct}, T_{cT}$	Bladverkets temperatur; våta respektive transpirerande ytor	$^\circ\text{C}$
$T_g$	Marktemperatur	$^\circ\text{C}$
$T_{ga}$	Temperaturamplituden vid markytan	$^\circ\text{C}$
$T_{gm}$	Markens medeltemperatur	$^\circ\text{C}$
$T_{gs}$	Markytans temperatur	$^\circ\text{C}$
u	Vindhastighet ovanför beståndet	$\text{m s}^{-1}$
$u_*$	Friktionshastighet	$\text{m s}^{-1}$
x	Tjälldjup	m
z	Höjd över, eller djup från markytan (i kapitel 6: sträcka)	m
$z_d$	Nollplansförskjutning	m



$z_0$	Skrovlighetslängd	m
$z_r$	Rotdjup	m
$z_{rt}$	Höjd ovan markytan där vindhastigheten är mätt	m
$w$	Blandningsförhållande (mängd vattenånga/torr luft)	-



SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP.  
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. AVDELNINGSMEDDELANDE. Fr o m 1994

- 94:1 Tabell, L. Tjäle i torvjord. 46 s
- 94:2 Halldorf, S. Runoff water as a soil forming factor in arid zones. 62 s.
- 94:3 Jansson, P-E. SOIL model. User's Manual. Third edition. 66 s.
- 94:4 Eckersten, H., Jansson, P-E. & Johnsson, H. SOILN model. User's manual. Second edition. 58 s.
- 94:5 Persson, R. (ed.). Proceedings, NJF-seminar no 247, Agrohydrology and nutrient balances, October 18-20, 1994, Uppsala, Sweden. 111 s.
- 95:1 Alavi, G. Radial stem growth and transpiration of Norway spruce in relation to soil water availability. Granens tillväxt och transpiration i relation till markvattnets tillgänglighet (Licenciatavhandling). 13 + 11 + 14 s.
- 95:2 Johansson, W. & Fellin, O. Biogas från vall. Teknik och ekonomi vid odling, skörd, transporter, ensilering samt rötning med tvåstegsteknik. 38 s.
- 95:3 Svensson, E., Linnér, H. & Carlsson, H. Utvärdering av växtanalys i fabrikspotatis. 53 s.
- 95:4 Andersson, A. Vattentillgångar för bevattning i Kalmar län. I. Litteraturöversikt. II. Intervjuundersökning rörande vattenmagasin. 48 s.
- 95:5 Wesström, I. Bestämning av markens salthalt genom mätning med konduktivitetssond. 18 s.
- 95:6 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik. 72 s.
- 95:7 Eckersten, H. Simulation of water flow in plant communities. SPAC model description, exercises and user's manual. 49 s.
- 95:8 Nabieian, F. Simulering av vattenbalans för energiskog på en torvmark. 25 s.
- 96:1 Eckersten, H., Jansson, P-E., & Johnsson, H. SOILN model, user's manual. Version 9.1. 93 s.
- 96:2 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik, 2:a upplagan. 110 s.
- 96:3 Carlsson, H., Larsson, K. & Linnér, H. Växtnäringsstyrning i potatis. 69 s.
- 97:1 Uppenberg, S., Wallgren, O. & Åhman, M. Saturated hydraulic conductivity in an acid sulphate soil. A minor field study in the the Vietnamese Mekong delta. 45 s.
- 97:2 Djodjic, F. Avrinningsmönster i ett litet åkerområde under 40 år av successiv urbanisering. 38 s.
- 97:3 Vukovic, M. The effect of soil hydraulic properties on ground water fluctuations in a heavy clay soil. Measurements and simulations. 43 s.
- 97:4 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K., Carlsson, M., Lewan, L. & Blombäck, K. En introduktion till biogeofysik, 3:e upplagan. 130 s.

